

## CORTE

La carte géologique à 1/50 000  
CORTE est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : BASTIA (N° 261)  
au sud : CORTE (N° 263)



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## CORTE

par

P. ROSSI, M. DURAND-DELGA, J.M. CARON,  
G. GUIEU, O. CONCHON, G. LIBOUREL,  
M.D. LOYE-PILOT



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CORTE À 1/50 000**

**par**

**P. ROSSI, M. DURAND-DELGA, J.M. CARON,  
G. GUIEU, O. CONCHON, G. LIBOUREL, M.D. LOÏE-PILOT**  
avec la collaboration de  
**D. OHNENSTETTER, M. OHNENSTETTER,  
J. FERRANDINI, J. ROUIRE, R. DOMINICI**

**1994**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : ROSSI P., DURAND-DELGA M., CARON J.M., GUIEU G., CONCHON O., LIBOUREL G., LOYE-PILOT M.D., OLLÉ J.J., PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J.L., RIEUF M., RODRIGUEZ G., SEDAN O., VELLUTINI P.J., ROUIRE J. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Corte** (1110). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi *et al.* (1994), 150 p.

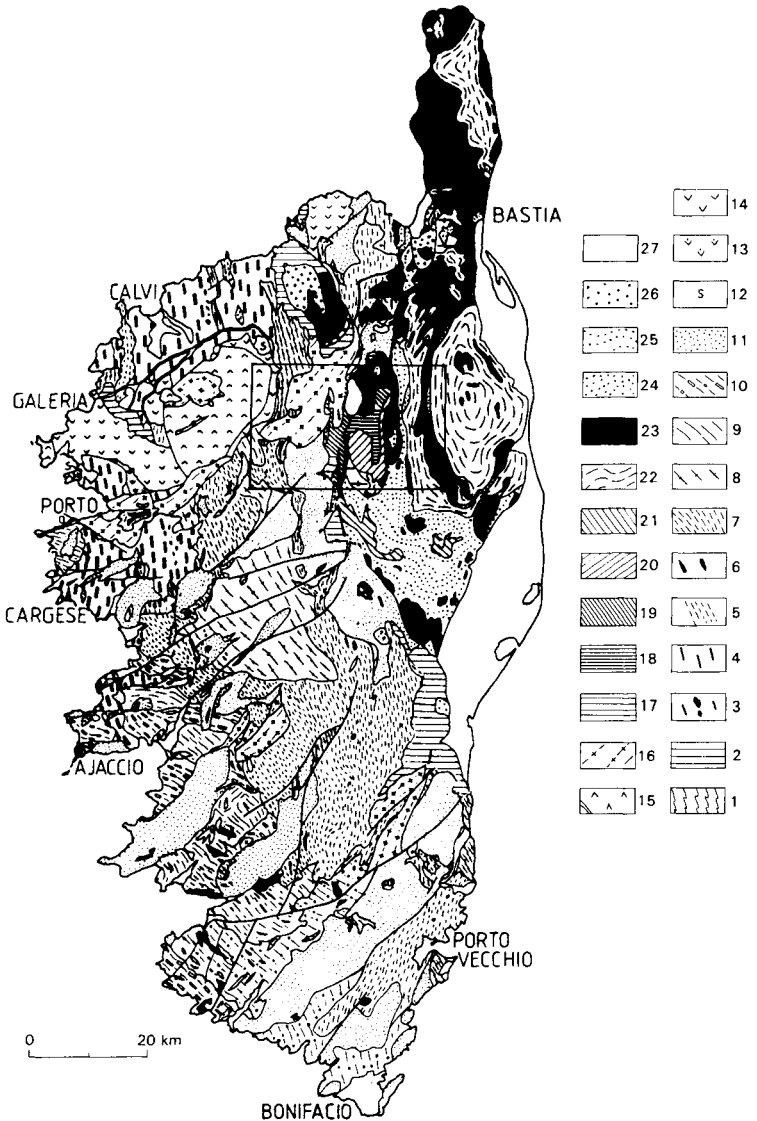
— *pour la notice* : ROSSI P., DURAND-DELGA M., CARON J.M., GUIEU G., CONCHON O., LIBOUREL G., LOYE-PILOT M.D., avec la collaboration de OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., FERRANDINI J., ROUIRE J., DOMINICI R. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Corte** (1110). Orléans : BRGM, 150 p. Carte géologique par P. Rossi *et al.* (1994).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2110-1

## SOMMAIRE

	Pages
<b>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</b>	<b>5</b>
<b>HISTORIQUE DES TRAVAUX - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</b>	<b>12</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>18</b>
<i>SOCLE MAGMATIQUE ET MÉTAMORPHIQUE</i>	<b>18</b>
<i>AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE</i>	<b>34</b>
<i>ÉCAILLES PRÉPIÉMONTAISES CORTENAISES</i>	<b>39</b>
<i>UNITÉ PRÉPIÉMONTAISE DE     CAPORALINO—PEDANI</i>	<b>47</b>
<i>NAPPE DE SANTA-LUCIA</i>	<b>54</b>
<i>NAPPE DE BALAGNE (UNITÉ DE PINETO—TRIBBIO)</i>	<b>64</b>
<i>SCHISTES LUSTRÉS</i>	<b>67</b>
<i>TERRAINS NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES</i>	<b>82</b>
<b>FAILLES ET DÉFORMATIONS ALPINES DANS LE SOCLE CRISTALLIN</b>	<b>87</b>
<b>DONNÉES PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET STRUCTURES DE LA « ZONE DE CORTE »</b>	<b>87</b>
<b>STRUCTURE D'ENSEMBLE DES SCHISTES LUSTRÉS</b>	<b>109</b>
<b>STADES TECTONIQUES INTÉRESSANT LE MIOCÈNE</b>	<b>126</b>
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	<b>127</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>130</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>130</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	<b>132</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>134</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>134</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>134</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>149</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>150</b>
<b>ENCART</b>	
<i>SCHÉMA STRUCTURAL</i>	



1 : Socle métamorphique; 2 : Paléozoïque; 3 : roches basiques magnésio-potassiques U1; 4 : granitoides magnésio-potassiques U1; 5 : granitoides magnésio-potassiques leucocrates U1; 6 : roches basiques U2; 7 : granodiorites à grain fin U2; 8 : monzogranites à grain fin U2; 9 : granodiorites porphyriques U2; 10 : monzogranites à grain moyen-grossier U2; 11 : monzogranites leucocrates; 12 : formations stéphaniennes; 13 : volcanites andésitiques; 14 : volcanites dacitiques à rhyolitiques; 15 : volcanisme alcalin; 16 : plutonisme alcalin; 17 : séries autochtones; 18 : unité de Sant'Angelo; 19 : unité de Corte; 20 : unité de Santa-Lucia; 21 : séries Bagliacone-Riventosa; 22 : série de la Castagniccia; 23 : ophiolites; 24 : série de Santo-Pietro-di-Tenda; 25 : série de l'Inzecca; 26 : unités alloctones superficielles; 27 : Néogène et Quaternaire. Les lignes en tirets indiquent la disposition des figures de fluidalité dans chaque groupe intrusif du batholite

**Fig. 1 - Carte géologique schématique de la Corse (Caron et Bonin, 1980; Rossi et Cocherie, 1991), et localisation de la feuille Corte à 1/50000**

## APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

### GÉNÉRALITÉS SUR LA CORSE

La géologie de la Corse a fait l'objet de plusieurs mises au point (Durand-Delga *et al.*, 1978; Caron et Bonin, 1980; Rossi *et al.*, 1980). L'île est divisée en deux parties inégales (fig. 1).

Les deux tiers occidentaux (Corse hercynienne) sont constitués essentiellement de granitoïdes varisques. Deux types de terrains plus anciens, antérieurs au batholite, y apparaissent en panneaux isolés : (1) des séries de gneiss et micaschistes ayant subi un métamorphisme de grade amphibolite (avec reliques d'un épisode éclogitique); et (2) des séries à dominante pélito-gréseuse au sein desquelles on distingue un ensemble, renfermant localement des amphibolites, polydéformé dans le faciès schistes verts, surmonté d'un second ensemble pélito-gréso-conglomératique; ces roches sont souvent transformées en cornéennes autour des plutons granitiques. Ces deux ensembles peuvent correspondre à deux complexes tectoniques différents, accolés au début du Carbonifère (Durand-Delga et Rossi, 1991).

Le tiers nord-est de la Corse (Corse alpine) montre de bas en haut, et de l'Ouest vers l'Est : (a) la couverture (Carbonifère supérieur à Éocène), autochtone ou parautochtone, du socle hercynien occidental; (b) des nappes à matériel sédimentaire (Permien à Éocène), prépiémontaises ou piémontaises externes, dont certaines (« unités cortenaises ») ont subi localement une importante empreinte tectono-métamorphique à l'Éocène supérieur; (c) un ensemble allochtone, la nappe de Balagne, à base ophiolitique et couverture (Jurassique à Éocène) pratiquement non métamorphique, actuellement en situation externe; (d) le grand complexe des unités de la « nappe des schistes lustrés » (Mésozoïque), les unes dérivant du décollement de la couverture d'un substratum « continental », les autres du découpage d'un domaine océanique (ophiolites ligures); plusieurs épisodes métamorphiques s'y sont succédé (Crétacé supérieur et Éocène), initialement en climat éclogitique et (ou) sous faciès schistes bleus de haute pression-basse température; et (e), en superposition aux schistes lustrés, viennent des unités (Nebbio, Macinaggio) dont le matériel, indifférenciable de celui des unités prépiémontaises et de Balagne, est en général considéré comme rétrocharrié tardivement de l'Ouest vers l'Est.

Des lames de socle (granites, gneiss) anti-mésozoïques sont impliquées dans la tectonique des schistes lustrés. On y voit en général des unités d'appartenance externe (« pennique »), européenne, bien que pour certaines unités (Centuri) une origine austro-alpine ait été parfois envisagée.

Postérieurement à la tectonique alpine majeure (Éocène supérieur) se sont enfin déposés des terrains néogènes. Principalement conservés dans la plaine orientale, on en retrouve quelques témoins à l'intérieur de l'île (« bassins » de Saint-Florent et de Francardo), isolés par la surrection, à partir du Miocène supérieur, des grandes voussures anticlinales de la Castagniccia, du cap Corse et du Tenda.

### LA FEUILLE CORTE

Au cœur de l'île, la feuille Corte à 1/50 000 occupe une position privilégiée et illustre les problèmes de la géologie corse dans toute leur complexité. On y observe en effet des lambeaux du socle métamorphique varisque, des témoins de tous les ensembles de granitoïdes et de volcanites paléozoïques, les unités méso- et cénozoïques autochtones, parautochtones et allochtones, les différents ensembles de schistes lustrés, ophiolitifères ou non, ayant subi inégalement les effets du métamorphisme de haute pression-basse température associé à la tectonique alpine, et enfin des bassins miocènes.

Le territoire de la feuille Corte est à peu près également réparti en trois zones qui correspondent à trois des grandes unités morpho-structurales de l'île : deux ensembles montagneux, le batholite de la « Corse hercynienne » à l'Ouest et les schistes lustrés alpins à l'Est, séparés par une bande méridienne de vallées et de moindres reliefs, souvent désignée sous le nom de « dépression centrale » (Simi, 1980), établie sur des unités à matériel sédimentaire dominant.

#### **Le batholite « hercynien »**

La « Corse hercynienne » est un pays très montagneux où prédominent nettement les plutonites. À la bordure nord-ouest de la feuille, les volcanites représentent la marge orientale du complexe volcanique du Monte Cinto, point culminant de la Corse (2710 m) situé sur la feuille voisine Galeria—Osani.

Trois profondes vallées, approximativement orientées WSW-ENE, dissèquent le relief en trois groupes de chaînons, de même direction générale. Au Nord, l'Asco, issu d'un grand cirque glaciaire au Nord du Cinto, se jette dans le Golo en aval de Ponte-Leccia. Au Sud, le Golo lui-même prend naissance dans les hautes plaines glaciaires du Niolo, puis s'enfonce dans le pittoresque défilé de la Scala di Santa-Regina, avant d'évaser plus largement sa vallée dans la « dépression centrale » à partir de Ponte-Castirla. Enfin, à l'extrême Sud, le Tavignano arrose Corte mais n'intéresse la feuille que sur quelques kilomètres.

Au Nord de l'Asco, la crête qui porte le Capo Sellola (2273 m) prolonge le chaînon du Monte Padro (feuille Galeria—Osani) et s'abaisse assez rapidement vers le Nord-Est. Entre l'Asco et le Golo, le chaînon du Cinto se poursuit sur la feuille Corte en se maintenant à

une altitude élevée jusqu'au massif de Popolasca. Il est jalonné par plusieurs sommets dépassant 2000 m : Capo Razinu (2268 m), Monte Pianello (2021 m), Cima a i Mori (2180 m), Crête de Traunata (2065 m). En bordure même de la dépression centrale, les célèbres Aiguilles de Popolasca, dites Pinzi a i Guielli, arrivent encore à 1862 m.

Enfin au Sud du Golo, dans des granites assez facilement altérables, les altitudes sont nettement inférieures. Issue de la Punta Artica (2327 m, feuille Vico), une longue crête SW-NE culmine à la Punta Pinerole (1951 m), au Nord-Ouest de Corte. L'arête principale s'abaisse ensuite graduellement jusqu'à Castirla. Ce relief granitique se termine sur la dépression centrale par un abrupt bien marqué, mais la dénivellation est très inférieure à celle que l'on observe à Popolasca : 800 à 900 m au lieu de 1200 m.

Dans la partie occidentale de la feuille, les granites du batholite sont intrusifs dans le complexe métamorphique mésozonal varisque des « gneiss de Belgodere », tandis que sur sa marge orientale, le batholite est intrusif dans une série épizonale formée de micaschistes et amphibolites polydéformés rapportés au Cadomien; l'intrusion des granitoïdes carbonifères dans ces dernières formations les ont transformées en cornéennes (« roches brunes » des auteurs). Ces deux types de socle s'opposent à la fois par leur âge de structuration et par leur degré de métamorphisme.

Les gneiss de Belgodere sont constitués par un ensemble de formations ortho- et paradérivées affectées par un métamorphisme de type amphibolite, avec des reliques éclogitiques éovarisques. Ce socle métamorphique était affecté, sur sa marge occidentale, par une anatexie lors de la mise en place, vers 350 Ma, des granites magnésio-potassiques U1.

Les micaschistes et amphibolites épimétamorphiques polydéformés qui affleurent au Nord-Ouest du complexe de Belgodere et qui constituent l'encaissant des massifs du Tenda et de Popolasca (*p.p.*), sont comparables à ceux du compartiment de l'Argentella (feuille Galeria—Osani) où ils sont surmontés en discordance par une série, conglomératique d'âge cambro-ordovicien, puis par une série de schistes d'âge silurien inférieur à moyen. Les formations qui surmontent les micaschistes sur le rebord méridional du Tenda, près de la Fontaine d'Olmiccia (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), pourraient être comparées aux conglomérats ordoviciens et aux schistes siluriens du compartiment de l'Argentella. Dans cette mesure, leur âge de structuration est à rapporter au Cadomien, le « collage » de ces deux ensembles précédant ou accompagnant la mise en place des granites U1 magnésio-potassiques du batholite.

Les témoins d'intrusions U1 affleurent sur la bordure nord-occidentale de la feuille au contact du complexe métamorphique mésozonal de Belgodere. On peut observer plus à l'Ouest (feuille Calvi) que les



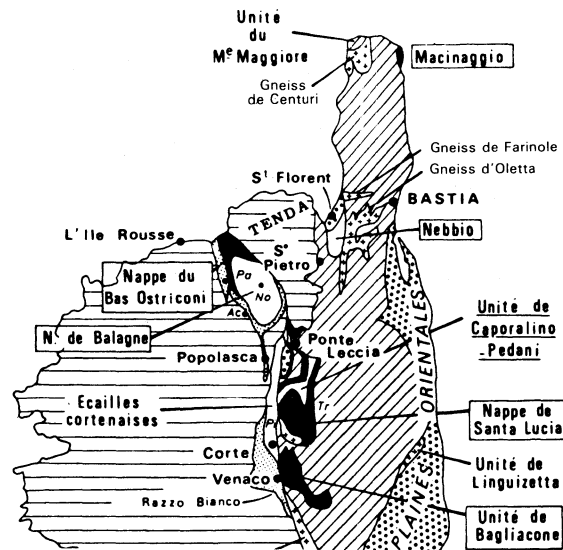
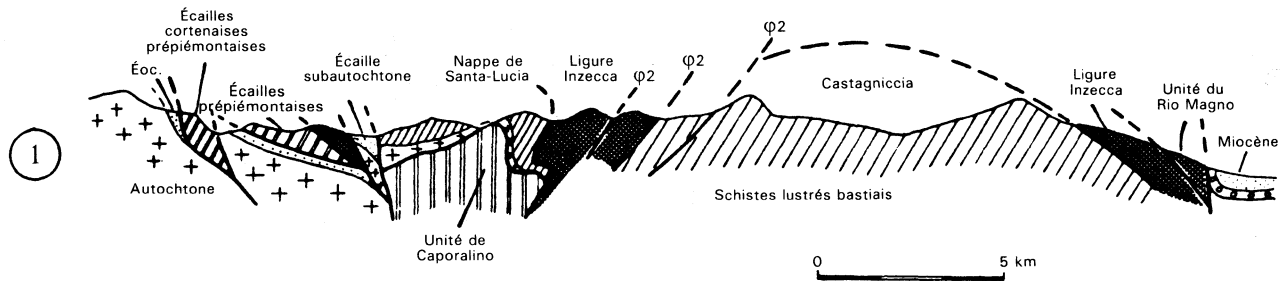


Fig. 2 - Situation générale des unités alpines du Nord de la Corse et coupe interprétative générale de la Corse alpine au Nord de Corte (d'après Durand-Delga, 1984)



granitoïdes U1 sont intrusifs, vers 340 Ma, dans les gneiss de Belgodere durant un épisode anatectique, leur mise en place se déroulant dans des conditions de pression estimées à 5-6 kbar (Laporte *et al.*, 1991).

Les intrusions granitoïdes calco-alkalines composites U2 occupent une grande part de l'Ouest de la coupure, tandis que les formations volcaniques calco-alkalines U2, stéphano-permiennes, affleurent selon des bandes subméridiennes : la première, d'Asco à Mausoleo (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), affleure le long de la marge interne du grand filon annulaire du Monte Cinto à la limite des volcanites alcalines, où l'effondrement de la caldeira les a préservées de l'érosion ; la deuxième va du pont de Mulindina sur l'Asco jusqu'au Nord de Castifao ; enfin, ces formations se retrouvent dans les unités prépiémontaises. Elles sont formées de puissantes formations volcaniques et volcano-sédimentaires au sein desquelles alternent des conglomérats, grès et pélites schisteuses. Le contact intrusif de monzogranites U2 dans des volcanites rhyolitiques peut être observé immédiatement en amont du pont de Mulindina en rive gauche de l'Asco. La Formation de Fonde-Fuata est considérée comme équivalente de celle définie à Solche (feuille Saint-Florent ; Rossi *et al.*, 1994) où les conglomérats renferment des galets de granites U1 et sont métamorphisés par les leucomonzogranites U2.

Les manifestations volcano-plutoniques U3 sont représentées sur cette feuille par l'extrémité nord-est de la caldeira du Monte Cinto, ceinturée par un système de filons annulaires microgranitiques et par le complexe hypersolvus métallumineux de Popolasca, recoupé par les gorges de l'Asco et du Golo (Scala di Santa-Regina).

### **La « dépression centrale »**

C'est une bande subméridienne, relativement déprimée, qui correspond à des unités riches en matériel sédimentaire généralement peu ou pas métamorphique, disposées entre les cours moyens de l'Asco au Nord et du Tavignano au Sud. C'est dans cette zone de reliefs modérés (inférieurs à 825 m) que passe la seule vraie voie de communication intérieure de l'île : la RN 193 (Ajaccio-Bastia).

Pour des raisons géologiques évidentes, on assimile généralement à la dépression centrale, une région située immédiatement à l'Est, beaucoup plus montagneuse (jusqu'à 1 500 m d'altitude), qui comporte plusieurs unités à matériels paléo-, méso- et cénozoïques et qui s'étend jusqu'au front occidental des schistes lustrés *s.l.* (fig. 2).

Trois alignements de fractures méridiennes ou subméridiennes, souvent matérialisés par des talwegs et jalonnés par des cols, compartimentent la dépression centrale :

— à l'Ouest, une ligne de fracture correspond au pied oriental de la Corse granitique, dont la couverture sédimentaire, réduite, plonge fortement vers l'Est. Cette « faille des cols » est suivie par la vieille

route Corte—Ponte-Castirla par la Bocca d'Ominanda (654 m). Elle se poursuit au Nord du Golo, par les abords de Castiglione (col de Croce d'Arbitro, 664 m) et de Popolasca (Bocca Tiagna, 602 m), puis au Nord de l'Asco jusqu'en haute Balagne le long du sillon Moltifao—Castifao—Piana (feuille Santo-Pietro-di-Tenda);

— dans l'axe médian de la zone sédimentaire, la faille de San-Quilico, qui passe au col du même nom (559 m), détermine une succession N-S de talwegs qu'utilise la voie ferrée entre Corte et Ponte-Leccia;

— à l'Est, la ligne tectonique de la Casaluna débute au col situé au Nord de Bustanico (996 m). Plus au Nord, se place, le long de la rivière (affluent de droite du Golo), le contact redressé entre les unités tectoniques à matériel sédimentaire à l'Ouest et la « zone des schistes lustrés » à l'Est.

En fait, les trois lignes de fractures N-S correspondent à des zones à valeur synclinale (tectonique néogène, tardive). La plus occidentale est jalonnée, de part et d'autre du col d'Ominanda, par des résidus pincés de l'unité tectonique la plus élevée (allochtone ophiolitique ligure). La ligne centrale, de San-Quilico, limite à l'Est le synclinal miocène de Francardo et encadre le témoin de conglomérats de même âge du viaduc de Centu-Chiave, à l'Est de Corte.

Entre les deux lignes d'Ominanda et de San-Quilico, se place un ensemble de petites montagnes, à la morphologie souvent indécise, où se succèdent d'Ouest en Est des écaillés très redressées. Les unes sont essentiellement formées par des granites avec leur enveloppe de cornéennes et une couverture éocène : elles affleurent surtout à l'Ouest aux abords de la « ligne des cols », mais elles réapparaissent à l'Est en formant une bande allant du Nord-Est de Bistuglio jusqu'au Sud-Ouest de Ponte-Leccia. À ces écaillés parautochtones s'opposent des unités à puissant Permien rhyolitique, épais Trias—Lias carbonaté, avec des formations détritiques grossières attribuables au Dogger—Malm, et un Éocène transgressif : ces ensembles sont dits « prépiémontais ».

Les principaux reliefs sont taillés dans des assises résistantes de ces « écaillés cortenaises » : unité de Corte (*s.s.*) dominant cette ville à l'Ouest; unité du Pinzalaccio, à structure anticlinale déversée vers l'Est; enfin, coupé transversalement par le cours moyen du Golo, entre Ponte-Castirla et Francardo, antiforme de Mazzola—Prato—Orienda.

Unités parautochtones, unités prépiémontaises et résidus de l'allochtone ligure (« roches vertes ») sont replissés ensemble suivant des axes sensiblement E-W puis N-S, ce qui explique la grande complexité de détail de cette « zone des écaillés de Corte » (*s.l.*).

Entre la faille de San-Quilico et la ligne tectonique de la Casaluna, une zone anticlinale N-S (phase tardive) culmine au Nord-Est de Tralonca, à la Punta di l'Ernella (1473 m). Au cœur de cette zone apparaît l'unité de Caporalino—Sant'Angelo, autochtone relatif, à puissante succession de type prépiémontais. Elle s'enfonce, à l'Est

comme à l'Ouest, sous la nappe de Santa-Lucia, unité comportant un socle original (où un complexe granulitique à cumulats mafiques-ultramafiques, de type austro-alpin, est traversé par des granitoïdes calco-alcalins de type Corse occidentale) et une couverture de Crétacé supérieur détritique. Cette nappe de Santa-Lucia, localisée au Nord-Est de Corte, est enveloppée en plan au Sud (le long du Tavignano), à l'Est (massif de Piano Maggiore) et au Nord (bois de Pineto, 875 m) par les ophiolites ligures allochtones. Les contacts orientaux et méridionaux sont redressés, parfois même renversés.

À l'Ouest de Morosaglia, le massif triangulaire de la Cima Pedani (910 m) voit réapparaître la série prépiémontaise, suite septentrionale de l'unité de Caporalino.

Les rapports entre les unités prépiémontaises de Corte, souvent très schistosées, et l'unité prépiémontaise de Caporalino, peu ou pas schistosée, restent ambigus. À l'Ouest de Caporalino, cette seconde unité chevauche vers l'Ouest, sous un fort angle, l'unité prépiémontaise « cortenaise » de Mazzola—Prato—Orienda. Mais une lame continue de terrains parautochtones (cornéennes et Éocène transgressif), prolongeant au Nord le « recoin de Soveria », s'intercale entre elles. Ce contact chevauchant présente donc tous les caractères d'un écaillage post-nappe.

### **Les schistes lustrés**

Les schistes lustrés et leur cortège ophiolitique constituent l'essentiel de la « Corse alpine », depuis le cap Corse jusqu'au Fium'Orbo, et forment un pays de relief tourmenté, découpé par un réseau hydrographique très ramifié. Les schistes lustrés corses occupent une position comparable à celle de leurs homologues piémontais, dans les Alpes.

Entre le Golo et l'Alesani, cet ensemble porte le nom de Castagniccia (historiquement, la Castagniccia comprend les pieve du Rustinu [Morosaglia], de l'Ampugnani [La Porta], de Valle-Rostino [San-Lorenu], de l'Orezza [Piedicroce] et de l'Alesani), région presque entièrement localisée sur les feuilles Corte et Cervione. Sur Corte, le trait majeur du relief est constitué par une longue crête N-S, jalonnée par le Monte Compoli (1 236 m), le col de Prato (985 m), le Monte San-Petrone (1 767 m, point culminant de la Corse alpine), la Punta di Caldane (1 724 m), etc. Cette véritable barrière, armée par les ophiolites, présente un profil transversal dissymétrique. Son versant oriental est très abrupt : sous le San-Petrone, pour une distance de 2 km, la dénivellation est de 1 000 m, et jusqu'au Fium'Alto (feuille Cervione) cette différence atteint 1 500 m, soit l'équivalent des « grands versants » alpestres. Dans l'ensemble, le pays qui s'étend à l'Ouest de cette grande arête est nettement moins escarpé, mais il est très découpé, surtout par la Casaluna et ses nombreux affluents. Au Nord de la feuille, des ruisseaux se jettent directement dans le Golo ; au Sud, des ravins tributaires du Tavignano, ainsi que le cours supérieur de la Bravona, complètent un canevas hydrographique responsable de la

dissection de la Castagniccia en un ensemble compliqué de chaînons courts mais bien marqués (1 000 à 1 200 m d'altitude, en général).

Sur la feuille Corte, la zone des schistes lustrés montre une succession de bandes N-S, avec de l'Est à l'Ouest :

— les schistes et calcschistes noirs de la série de la Castagniccia, profondément creusés par le Fium'Alto et ses affluents. Ils affleurent dans la bordure Nord-Est de la feuille au voisinage de La Porta ;

— un alignement N-S de « roches vertes » (métabasaltes, métagabbros, gabbros, serpentinites) associées à des quartzites et des calcaires massifs, qui détermine la ligne de montagnes à laquelle appartient le San-Petrone ;

— les schistes et calcschistes de la bande N-S de Morosaglia, qu'un important contact anormal, souvent jalonné de serpentinites, limite à l'Ouest ;

— enfin, une succession, replissée et écaillée, comporte les termes classiques « de type Inzecca », avec son cortège ophiolitique couronné de radiolarites colorées que surmontent les schistes à lentilles calcaires de la Formation d'Erbajolo ; cette bande occidentale, où les roches vertes déterminent d'importants reliefs, tel le Piano Maggiore (1 581 m), s'abaisse à la fois vers le Sud, dans le Bozio, et vers le Nord. De ce côté, cette bande s'élargit au-delà du massif de Pedani : le Golo la recoupe entre Ponte-Leccia et Ponte-Novo, au flanc sud du massif ancien du Tenda.

Le dessin cartographique de ces unités résulte d'une tectonique symmétamorphe polyphasée. Les schistes lustrés proviennent de plusieurs séries sédimentaires mésozoïques, déposées pour la plupart sur la croûte océanique liguro-piémontaise jurassique et ayant subi un régime de haute pression-basse température. Les charriages initiaux sont déformés et exhumés tectoniquement lors de plusieurs épisodes de plis superposés.

La géométrie d'ensemble actuelle, à pendage généralement vers l'Ouest sur la feuille Corte, est due au bombement tardif de la Castagniccia dont cette feuille couvre le flanc ouest.

La tectonique tardive est responsable aussi de l'allure des contacts entre les schistes lustrés et les ensembles sédimentaires des nappes de Santa-Lucia et de Caporalino qui, eux, plongent en général fortement vers l'Est. Ce contact majeur entre « zones internes » et « zones externes » apparaît globalement subvertical.

## **HISTORIQUE DES TRAVAUX CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE**

Le territoire de la feuille Corte à 1/50 000 correspond sensiblement au quart nord-ouest de l'ancienne carte Corte à 1/80 000 (1924), plus une étroite bande méridionale de la feuille Bastia à la même échelle.

Sur ces coupures apparaissent déjà les grandes subdivisions géologiques. Dans le massif occidental, F. Grandjean distinguait la bande N-S des gneiss d'Asco, faisait quelques distinctions sommaires parmi les granites et donnait les contours de la partie orientale de l'ensemble « rhyolitique » du Cinto. La mylonitisation de ces roches, dans une large bande grossièrement N-S, amenant leur transformation en « protogine » (Nentien, 1897), a été l'argument essentiel qui a porté J. Deprat (1905) à affirmer le caractère allochtone de la Corse orientale, violemment poussée par-dessus la Corse occidentale. Mais c'est surtout à E. Maury que l'on doit la patiente séparation (de 1909 à 1921) des diverses unités de la Corse alpine. Sous l'influence de P. Termier, il affirma le caractère allochtone des « schistes lustrés », dont il distingua plusieurs types :

— la grande masse orientale qui, avec ses « roches vertes » (à cette époque considérées comme intrusives dans les séries schisteuses), correspond aux unités ophiolitiques, dites aujourd'hui « ligures » (*s.l.*) ;  
— des schistes lustrés « probablement éocènes » situés entre Corte et Popolasca, regroupant en fait des « roches brunes » (= cornéennes hercyniennes) ainsi que diverses formations que l'on sait maintenant appartenir aux écaillés cortenaises prépiémontaises (Permien « rhyolitique », formations détritiques soit jurassiques, soit authentiquement éocènes) ;

— les « schistes de Corte » localisés à l'Ouest et au Nord de cette ville, où ils forment le matériel de l'actuelle « écaille de Corte » (*s.s.*) ; E. Maury y distinguait déjà un terme carbonaté liasique, encadré par deux ensembles de « schistes chloriteux » (l'inférieur correspond aux conglomérats jurassiques [?] de Corbaghiola ; le supérieur, aux prasinites ligures de la citadelle de Corte).

E. Maury situait les schistes lustrés (« nappe inférieure » pour lui à cette époque) sous une « nappe supérieure » comprenant, au-dessus d'une semelle de granites écrasés (que l'on sait maintenant correspondre en particulier au terme basal de l'actuelle « nappe de Santa-Lucia »), des termes sédimentaires non métamorphiques allant du Trias à l'Éocène : on les rencontre en particulier dans la zone du Pinzalaccio au Nord de Corte. Précisons que, très rapidement, P. Termier et E. Maury (1928) rectifièrent ce point de vue : les schistes lustrés représentant dorénavant l'unité tectonique la plus élevée, l'ex-« nappe supérieure » prenant une position tectonique plus basse, et devant correspondre à la couverture décollée du « vieux fond hercynien », écaillé et parfois rétrocharrié vers l'Est (Nebbio par exemple) par-dessus les schistes lustrés.

Sur le plan cartographique, il n'en demeure pas moins que E. Maury avait su distinguer les principales formations géologiques, même si leur attribution stratigraphique et leur situation tectonique étaient encore mal comprises. C'est en tout cas à partir de ces documents de base qu'eurent lieu de vives discussions entre les grands maîtres de la tectonique de l'époque (L. Kober, R. Staub, Tilmann, P. Termier, L. Moret, D. Schneegans) et, plus tard, après 1940, celles entre A. Pilger, G. Denizot et enfin P. Routhier.

Une étape fondamentale dans la connaissance géologique de la Corse alpine, et plus spécialement des **unités à matériel sédimentaire**, correspond aux travaux de l'équipe hollandaise de H.A. Brouwer (Amsterdam) qui, immédiatement après la seconde guerre mondiale, a étudié la zone de contact entre la Corse occidentale et la zone des schistes lustrés, de la région du Fium'Orbo à la haute Balagne. Sur le territoire de la feuille Corte, il s'agit, à l'Ouest du méridien de Castellare-di-Mercurio et de Rusio et, du Sud au Nord, de trois thèses, illustrées de cartes en couleurs à 1/40 000 : l'excellent travail de L. Ritsema (1952), limité au Nord au parallèle de Soveria; celui de T. De Booy (1954), entre les parallèles de Soveria et de Popolasca; celui de J.F. Brondijk (1954), de cette seconde ligne jusqu'au Nord de Ponte-Leccia; quant à la partie sud du Tenda, aux abords nord-est de la dernière localité, elle est l'objet de la thèse de H. Varenkamp (1957). H.A. Brouwer et C.G. Egeler (1952 et 1956), s'appuyant parfois sur les monographies de leurs élèves, exposent les premières données modernes sur le métamorphisme à glaucophane dans la « nappe des schistes lustrés ». Ils considèrent en effet que cette grande unité comprend (comme le pensaient aussi E. Maury, P. Routhier, etc.) des termes éocènes et qu'elle chevauche vers l'Ouest les unités à matériel sédimentaire, plus externes. Celles-ci surmontent à leur tour la couverture de l'autochtone occidentale, localement écaillé. Ainsi ont-ils décrit de l'Ouest à l'Est, et de bas en haut :

- les trois « écailles de Corte » (en fait on admet actuellement, avec S. Amaudric du Chaffaut, 1980, qu'il s'agit d'une seule écaille, en série inverse);
- l'unité (« anticlinal ») de Soveria—Pinzalaccio, prolongée au Nord par la zone d'écailles de Piedigriggio—Soveria puis de la Crête de l'Orienda;
- la « zone de Caporalino—Sant'Angelo », prolongée au Nord par la Cima Pedani;
- la nappe de Santa-Lucia. Les auteurs hollandais montrent que ces unités s'enfoncent à l'Est sous la « nappe des schistes lustrés », dont les lambeaux avancés sont directement superposés à des écailles parautochtones, au Sud de Castirla. Dans les grandes lignes, cette conception et ce découpage sont aujourd'hui encore considérés comme valables.

Des travaux plus récents de J.C. Limasset (1958) sur la région de Francardo retrouvent une conception autochtoniste, les oppositions de séries résultant aux yeux de cet auteur du jeu de fractures synsédimentaires à composante verticale. Quant à A. Franconi (1967), il étudie la zone de la Casaluna, estimant après D. Schneegans et T. De Booy que le massif de la Cima Pedani apparaît en fenêtre sous l'ensemble ophiolitique lié aux schistes lustrés. Enfin, la région entre Ponte-Leccia et Morosaglia a fait l'objet de recherches de géologues de la Technische Hochschule de München, de G. Seidl en particulier, avec une carte géologique détaillée, malheureusement restée inédite.

L'ensemble des **schistes lustrés** (dont, après les Hollandais, on a extrait les « schistes éocènes » au Nord de Corte et la série de Corte

elle-même, jurassique) a longtemps été tenu pour une « série géosynclinale », allant du Trias à l'Éocène. Les passages latéraux primitivement invoqués à l'Éocène daté ayant été réfutés, les termes apparemment les plus jeunes revêtant le faciès des lydiennes noires (identiques à celles qui, en Balagne, sont datées comme albo-cénomaniennes), et les âges radiométriques les plus anciens du métamorphisme des schistes lustrés correspondant à du Crétacé supérieur, on s'accorde actuellement pour estimer que ce complexe n'est pas plus jeune que le Crétacé. Quant à la compréhension de la succession des schistes lustrés, elle a fait de grands progrès grâce à l'analyse des ophiolites. P. Routhier (1946) a en effet supposé que ces roches qui, après Steinmann, étaient considérées comme totalement intrusives, résultaient en fait de différenciations au sein de « volcano-plutons » sous-marins. Son argumentation était basée sur l'étroite liaison, dans l'Inzecca, entre les laves en coussins et les radiolarites qui les enveloppent étroitement. Cette idée fut longue à s'imposer. Elle avait pour corollaire la distinction de « schistes lustrés inférieurs » anté-ophiolitiques et de « schistes lustrés supérieurs » supra-radiolaritiques. Ce n'est que vers 1960 qu'apparut l'importance des seconds. Ultérieurement, par comparaison avec les océans actuels, l'origine « océanique » des ophiolites, à partir de zones d'accrétion, a pu être affirmée par D. et M. Ohnenstetter (1975) qui ont, en s'appuyant sur les travaux antérieurs (Couturié, 1964; Franconi, 1967; Lacharpagne, 1970; Lenck, 1970), proposé un schéma d'ensemble du « puzzle ophiolitique » corse (fig. 3). Dans le même temps étaient menées des reconnaissances tectoniques d'ensemble (Mattauer et Proust, 1976; Sauvage-Rosenberg, 1977).

Le détail des séries lithostratigraphiques, de leur tectonique polyphasée et des évolutions métamorphiques associées a été progressivement affiné à l'occasion du levé des feuilles à 1/50 000 Venaco (Caron, 1977; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1985), Pietra-di-Verde (Sciuss, 1981; Caron *et al.*, 1990), Cervione (Mathély, 1979; Guieu *et al.*, 1994).

Le dessin de la feuille Corte est appuyé sur les travaux de thèse de O. Sedan (1983) et de G. Péquignot et J.L. Potdevin (1984).

Les travaux entrepris sur les schistes lustrés de la Corse depuis une vingtaine d'années ont conduit à des interprétations dont on peut ci-après brièvement exposer les points d'accord et ceux toujours débattus :

— *points d'accord sur les schistes lustrés à l'échelle de la Corse*

- les ophiolites sont d'âge jurassique ( $161 \pm 3$  Ma; Ohnenstetter *et al.*, 1984). Elles représentent les fragments d'une croûte formée à hauteur d'une ride médio-océanique (Ohnenstetter, 1982),
- les termes métasédimentaires seraient pour la plupart d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur,
- les schistes lustrés *s.l.* ont subi un métamorphisme HP-BT éoalpin, crétacé supérieur, dont H.A. Brouwer et C.G. Egeler avaient indiqué (1952) les grandes lignes, la répartition d'ensemble des minéraux de métamorphisme ayant été ultérieurement reconnue (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976).



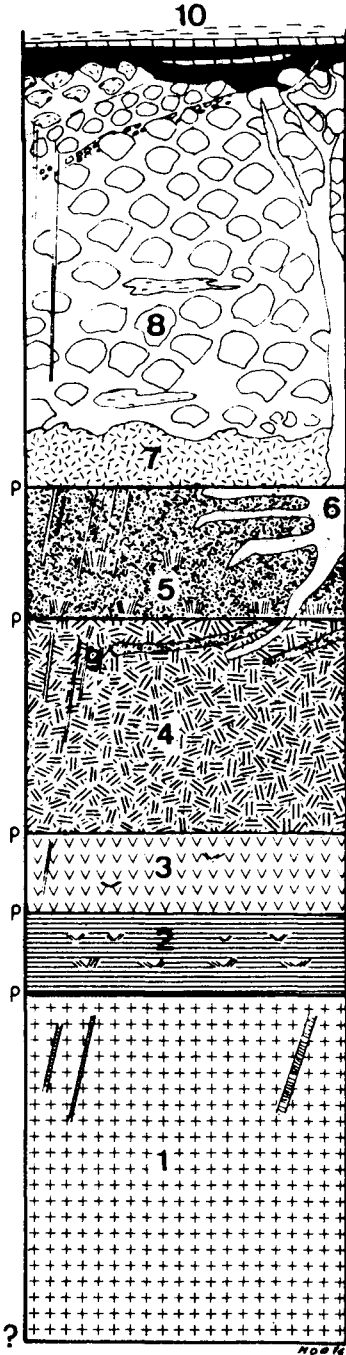


Fig. 3

**La succession ophiolitique corse**

(d'après Rocci, Ohnenstetter et Ohnenstetter,  
*Bull. Soc. géol. Fr.*, 1976)

- 1 : Iherzolites, localement recoupées par des filons de gabbros
- 2 : zone de transition (anorthosites, troctolites, gabbros à olivine, péridotites plagifères)
- 3 : troctolites
- 4 : euphotides
- 5 : ferrogabbros
- 6 : trondhémites (= albitites)
- 7 : dolérites massives
- 8 : pillow lavas
- 9 : filons diabasiques
- 10 : série sédimentaire débutant par des radiolarites

300 m  
0

N O P K

De récentes recherches, il résulte qu'au moins dans les unités à matériel sédimentaire (autochtone et unités tectoniques externes), un tectono-métamorphisme à faciès schistes bleus affecte l'Éocène moyen-supérieur (Counas, 1986; Égal, 1989; Bézert, 1990);

— *points soumis à débat*

- les schistes lustrés constituent-ils une seule grande nappe (Mattauer et Proust, 1976)? Les schistes lustrés sont-ils formés de deux nappes principales (Durand-Delga, 1984; Durand-Delga *et al.*, 1978); les schistes lustrés contiennent-ils différentes séries d'origines paléogéographiques différentes (Caron *et al.*, 1979; Caron, 1990) engagées dans autant de nappes?
- le métamorphisme de haute pression-basse température est-il polyphasé (Caron *et al.*, 1981) ou monophasé (Mattauer et Proust, 1976)?
- le métamorphisme est-il antérieur à la mise en place des nappes actuellement visibles (Durand-Delga *et al.*, 1978)? Contemporain de celle-ci (Mattauer et Proust, 1976)? Ou postérieur à certains contacts précoces (Caron, 1977; Caron *et al.*, 1990)?

Les **unités riches en matériel sédimentaire** situées à l'Ouest des schistes lustrés ont été cartographiées, à la suite d'études d'ensemble de S. Amaudric du Chaffaut (1980), lors d'études réalisées dans le cadre de thèses de 3<sup>e</sup> cycle, dirigées par M. Durand-Delga. Celles-ci traitent :

- de la zone au Nord-Est de Corte (unités de Caporalino, de Santa-Lucia et d'une partie de la zone du Pinzalaccio) (Rieuf, 1980);
- du massif de la Cima Pedani et de ses alentours (Rodriguez, 1981);
- des unités entre Asco et Golo, au Nord du parallèle de Francardo, (Ollé, 1981). Quant à la zone entre Golo et Tavignano, elle a été levée par M. Durand-Delga lui-même, de 1983 à 1986.

Enfin, le socle de la nappe de Santa-Lucia a été étudié d'un point de vue pétrographique par G. Libourel (1985), les contours de ce socle au Sud de Santa-Lucia-di-Mercurio lui étant dus. Deux travaux synthétiques récents (Égal, 1989; Bézert, 1990) font le point sur l'évolution tectonique de cet ensemble, spécialement en ce qui concerne les terrains éocènes.

Le **massif occidental** n'avait fait l'objet, sur la feuille Corte, d'aucune recherche notable depuis F. Grandjean (1924 : feuille Corte à 1/80 000), si l'on excepte l'échantillonnage de roches pratiqué par H. Maluski (1977) pour tenter de dater le métamorphisme alpin affectant le socle autochtone, et quelques observations de J.P. Quin (1969) qui nota la présence d'hastingsite dans les granitoïdes de Popolasca. La cartographie de cet ensemble a été assurée par P. Rossi.

L'appareil volcanique du Cinto, qui déborde sur la feuille Corte, a fait l'objet de la thèse de P. Vellutini (1977) : les attributions de différentes formations volcaniques en sont reprises.

Cette région a donc fait l'objet de nombreux travaux, souvent très détaillés, entre lesquels la synthèse que représente la carte résulte

parfois de compromis ; ceci d'autant plus que les conditions de travail et les caractéristiques géologiques varient fortement d'un secteur à l'autre. Le massif occidental est un pays de haute montagne, d'accès difficile, où la cartographie est à base de distinctions pétrologiques et structurales entre différentes familles de granitoïdes. Dans les unités autochtones, parautochtones et les nappes externes, les conditions d'accès et d'affleurement sont presque partout bonnes en dehors des zones de maquis ; les levés de détail sont appuyés sur des bases stratigraphiques progressivement affinées. Dans les schistes lustrés, le maquis est souvent sévère dans les basses pentes mais les conditions de travail et d'affleurement sont bien meilleures au-dessus de 700 à 800 m ; en dehors des massifs de roches vertes, la cartographie repose sur la reconnaissance de niveaux-repères continus, ainsi que sur l'analyse tectonique à différentes échelles, et sur la pétrologie magmatique et métamorphique.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *SOCLE MAGMATIQUE ET MÉTAMORPHIQUE*

#### **Socle métamorphique anté-batholite**

Les formations métamorphiques anté-batholite ont été cartographiées avec des degrés de précision très différents. Elles peuvent être regroupées en deux ensembles, chacun correspondant à un secteur géographique :

- la terminaison méridionale de l'ensemble métamorphique de Belgodere, où P. Palagi *et al.* (1985) ont identifié un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodere » ;
- les « roches brunes » de la dépression centrale, ainsi nommées depuis P. Termier et E. Maury (1928), qui regroupent les roches plus ou moins métamorphiques, souvent à l'état de cornéennes, montrant une patine sombre de laquelle vient leur qualificatif.

**K. « Roches brunes » : cornéennes et terrains anté-batholitiques plus ou moins métamorphiques indifférenciés.** Ces formations dessinent un ruban plus ou moins continu ourlant la façade orientale du batholite du Nord de Corte jusqu'au Nord de Ponte-Leccia. Elles montrent le plus généralement une patine brun-rouille et apparaissent de façon très discontinue à l'affleurement. Souvent, les schistosités qui les affectent facilitent leur désagrégation mécanique et l'installation assez systématique d'un couvert végétal. La série sédimentaire, qui en constitue une partie, présente sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda un faciès flysch (Delcey et Meunier, 1966). Sur la feuille Corte ont été regroupées sous le faciès « K », des roches sédimentaires métamorphisées à des degrés divers, alternances souvent polydéformées de pélites noires graphiteuses, quartzites, arkoses au sein desquelles peuvent s'intercaler des niveaux d'amphibolites.

Au sein de cet ensemble, encore mal analysé, a été individualisé sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda un socle épimétamorphique polydéformé, formé de micaschistes, amphibolites et métapélites anté-carbonifères, surmonté de conglomérats rapportés au « Westphalien » (Rossi *et al.*, 1991) et qui correspondent, sur la coupure Corte, aux conglomérats de la Formation de Fonde—Fuata. Aux niveaux d'amphibolites sont associées, au Sud de Soveria, des serpentinites.

Au contact des granitoïdes, toutes ces roches prennent un faciès typique de cornéennes rubanées brun verdâtre. Au microscope, ces cornéennes apparaissent riches en biotite et montrent une texture en mosaïque de cristaux de quartz, biotite, muscovite, opaques. La biotite a un habitus le plus souvent pœciloblastique résultant du métamorphisme thermique. Des amas sériciteux ont été interprétés par J.F. Brondjik (1954) comme provenant de pseudomorphoses de pinnite dérivant de cordiérite.

### **Complexe de Belgodere**

Les « gneiss de Belgodere » affleurent selon un axe méridien sur une trentaine de kilomètres, leur terminaison méridionale se situant sur la feuille Corte. L'étude détaillée de ce panneau sur la carte Santo-Pietro-di-Tenda, où il affleure largement, a permis à P. Palagi *et al.* (1985) de cartographier et d'étudier de nombreux types de roches. Une description de cet ensemble est fournie dans la notice de cette feuille Santo-Pietro (à paraître). Les relations entre ce panneau métamorphique et les granites magnésio-potassiques permettent d'envisager un âge paléozoïque pour le métamorphisme et pour au moins une partie des formations de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985; Rossi, 1986).

**ζ. Gneiss et migmatites.** Sous cette définition a été cartographié un ensemble de roches polydéformées indifférenciées, stabilisées dans un faciès métamorphique mésozonal et formées en majorité de méta-sédiments, mais où localement affleurent des niveaux discontinus d'amphibolites. La foliation, toujours très redressée, est systématiquement d'orientation méridienne. L'anatexie est par endroits très développée et conduit à la formation de lentilles de granitoïdes à muscovite qui ont été individualisées, comme par exemple au Sud du col de Laggiarello.

**ξ. Micaschistes.** Ces roches affleurent dans la partie orientale du panneau métamorphique, au contact des granites mésocrates permien du complexe de Popolasca. Elles présentent une foliation N-S avec un pendage très redressé. Elles sont très phylliteuses et montrent une couleur brunâtre due à l'altération des biotites. L'examen microscopique permet d'observer des niveaux de quartz granoblastiques alternant avec des lits de biotite brun-rouge très abondante. Le grenat, rare, est globuleux et xénomorphe. Les clastes de plagioclase sont rares et peu abondants.

λδ. **Complexe « leptyno-amphibolique »**. Le complexe leptyno-amphibolique de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985) est constitué par l'association à toutes échelles de leptynites parfois œillées, de gneiss fins, de quartzites, de gneiss amphiboliques et de metabasites. Les relations géométriques entre ces différents termes sont complexes : alternances millimétriques à décamétriques des différents faciès, lentilles ou boudins sans continuité latérale. Cette géométrie résulte de l'hétérogénéité initiale de la formation, puis de la déformation synmétamorphique intense au cours de laquelle il y a eu transposition complète de tous les marqueurs initiaux. Ces roches métamorphiques ont subi une évolution anté-alpine polyphasée. Les minéraux reliques suggèrent l'existence d'un stade précoce à haute pression et haute température (faciès éclogite ou granulite, selon le chimisme de la roche considérée).

L'association « acide-basique » du socle de Belgodere présente toutes les caractéristiques des complexes « leptyno-amphiboliques » de l'Europe moyenne où coexistent, à toutes les échelles, des termes leptynitiques, amphiboliques, des reliques de formations plutoniques orthodérivées ayant subi une évolution métamorphique plurifaciale.

ζΥ. **Gneiss anatectiques et anatectites leucocrates à muscovite**. Ce sont des roches à grain moyen à fin, leucocrates, assez hétérogènes, avec des passées nébulitiques. Cependant, à l'Ouest de Bocca di Serrapiana, entre les vallées de l'Asco et du Golo et au Nord du village d'Asco, les reliques de texture métamorphique disparaissent et les anatectites prennent un faciès granitique.

## Terrains magmatiques

### *Plutonisme permo-carbonifère*

La synthèse des données de terrain et des mesures isotopiques Rb-Sr,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , Nd-Sm, U/Pb et évaporation du Pb sur monozircon, permet de reconstituer la chronologie de l'édification du batholite corse qui résulte de la mise en place successive de trois associations magmatiques.

Elle débute par l'intrusion, vers 340 Ma, d'une association plutonique U1 de roches mafiques ultrapotassiques et de roches intermédiaires à acides (monzonites à syénogranites).

L'ensemble U1 est recoupé par un second groupe d'intrusions U2 de l'association calco-alcaline composite, dont les magmas produits sont exprimés à la fois sous la forme de termes plutoniques, subvolcaniques et volcaniques. La mise en place des termes plutoniques intermédiaires à acides (U2a) se situe, pour les granodiorites, entre  $307 \pm 8$  et  $305 \pm 12$  Ma, et les monzogranites entre  $312 \pm 9$  et  $303 \pm 9$  Ma. Des granodiorites sont intrusives à  $306 \pm 14$  Ma à la base de

formations volcano-sédimentaires rhyodacitiques dont les parties supérieures sont datées entre  $294 \pm 11$  et  $288 \pm 13$  Ma.

Les leucomonzogranites (U2b) recoupent, autour de 290 Ma, les formations volcano-sédimentaires rhyodacitiques et présentent localement des faciès subvolcaniques; ils percent par endroits leur toit en formant des filons de microgranites qui ont alimenté un volcanisme rhyolitique.

La mise en place de magmas tholéiitiques, dont la composition varie peu entre 300 et 250 Ma, est synchrone de celle des magmas acides. Le stade d'érosion actuel du batholite, permet de constater que le gisement des roches basiques est polymorphe; elles apparaissent sous forme comagmatique des granites qui les encaissent, comme dans le cas d'enclaves « microgrenues » caractéristiques des granodiorites, de stocks dispersés au sein de granodiorites, voire des monzogranites, sous forme de septa, de CMU, de filons « doléritiques » ou mixtes acides-basiques, ou bien encore de manifestations volcaniques: andésites-dacites comme à Osani, ou basaltes de Scandola. Les données pétrographiques, géochimiques, et chronologiques ont amené à proposer que les CMU reconnus dans le batholite représentent des chambres magmatiques en relation avec le volcanisme andésitique; des relations de même ordre relient magmas granitiques et volcanisme acide.

Le dispositif structural peut donc être schématiquement reconstitué comme suit: les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur, les intrusions granitiques et mafiques U2 l'étage inférieur, les réseaux filoniens représentant dans cette hypothèse les dykes d'alimentation faisant correspondre les magmas U2 et les volcanites andésitiques.

Des granites hypersolvus métalumineux U3 sont intrusifs autour de 290 Ma. Des granites U3 du complexe de Popolasca, qui sont datés à  $291 \pm 12$  Ma, sont recoupés par des filons doléritiques à  $294 \pm 14$  Ma. La période de mise en place des intrusions U3 a donc chevauché celle des intrusions U2.

### **Association magnésio-potassique U1**

$\Upsilon^M$ . **Monzonites quartziques porphyroïdes.** Ces roches, qui apparaissent dans le coin extrême nord-ouest de la feuille, sont les seuls témoins de l'association calco-alcaline magnésio-potassique qui se développe largement sur la façade occidentale de la Corse. Elle est caractérisées par un fort indice de coloration, dû à la charge en ferromagnésiens (biotite et amphibole), et par la présence de macrocristaux de feldspath potassique subautomorphe, de 1-4 cm, de couleur rose à mauve. La présence de titanite, en cristaux macroscopiques brun miel de taille millimétrique, est un trait remarquable des roches de cette association magmatique plutonique, dont les caractères structuraux, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sont détaillés dans la notice de la feuille Calvi (Orsini *et al.*, 1987).

## Association calco-alkaline U2

$\gamma^{1-2}$ . **Diorites à amphibole.** Les diorites à amphibole sont des roches d'un vert très sombre, résistantes au choc, incluses en enclaves métriques à hectométriques dans les granites à biotite. Le panneau situé à l'entrée amont des gorges de la Scala di Santa-Regina est un bon exemple des roches regroupées sous cette appellation. Dans ce secteur, des enclaves dioritiques ont en outre été rencontrées lors des campagnes de sondage pour la construction des installations hydro-électriques.

L'aspect de ces roches est assez hétérogène : leur texture a un grain variant de gros à moyen. On distingue une partie leucocrate, formée de plagioclase et plus rarement de quartz xénomorphe, occasionnellement ocellaire, et une partie mélanocrate formée d'amphibole, le plus souvent trapue mais parfois en baguettes allongées dans les types à grain plus fin.

Au microscope, le plagioclase apparaît souvent séricitisé ; on peut y mesurer des compositions de l'ordre d'An 50 pour les cœurs et de An 40-30 pour les bordures. Les amphiboles vertes montrent exceptionnellement des cœurs déstabilisés de clinopyroxène. L'apatite est un minéral accessoire constant ; magnétite, ilménite et sulfures indéterminés constituent la fraction opaque.

$\gamma_{a,b}^4$ . **Granodiorites à amphibole-biotite et enclaves, à grain moyen (Casamaccioli).** Cette unité granodioritique affleure dans la partie ouest de la feuille, au Sud-Ouest (Casamaccioli) et au Nord, à la bordure orientale des gneiss de Belgodere. Elle se prolonge selon une direction subméridienne sur la coupure Venaco. Sa structuration magmatique, déterminée par la mesure de l'orientation de marqueurs comme les enclaves basiques, les schlieren ou le parallélisme de lits de minéraux, indique que l'unité est orientée NW-SE avec des pendages toujours forts, supérieurs en moyenne à  $60^\circ$ , soit vers le Sud-Ouest, soit vers le Nord-Est. Autour du lac de barrage de Calacuccia et sur la route de Cavallo-Morto, les enclaves basiques montrent une orientation NW-SE bien exprimée. L'unité est recoupée à l'Est et au Sud par les monzogranites à biotite, qui reprennent en enclave ces granodiorites.

Ces roches ont un aspect et une composition semblables à celles qui ont été décrites sur la feuille Venaco : elles ont un fond blanc laiteux (le feldspath potassique étant blanc comme le plagioclase), le grain est moyen et les macrocristaux rares (à l'inverse de la granodiorite  $\rho\gamma_b^4$  de Poggiolo, à l'Ouest de Lozzi). Les ferromagnésiens sont souvent regroupés en nids ; l'amphibole, très nettement discernable à l'œil nu, en baguettes de 0,5 à 1 cm, est un bon critère de reconnaissance de ces roches.

L'observation microscopique permet de préciser que les plagioclases, toujours zonés, ont une composition en moyenne An 45-An 20. Le

feldspath potassique est le plus souvent xénomorphe et interstitiel. L'amphibole, de composition proche des ferroédénites ( $X_{Fe} = 0,45$ ), est fraîche et ne montre pas de cœurs relictuels. La biotite coexiste avec l'amphibole sans la déstabiliser. Le quartz est toujours en amas polycristallins. L'apatite et le zircon sont accessoires; la magnétite prédomine sur l'ilménite, parfois ourlée de sphène.

$\rho\gamma^4$ . **Granodiorites à amphibole, biotite et macrocristaux de feldspath potassique (Poggiolo)**. Ces roches affleurent au Nord du Capo Terri Corscia et à l'Ouest du village de Lozzi. Le contact précis avec les granodiorites de Casamaccioli n'a pu être observé faute d'affleurements propices. Les granodiorites de Poggiolo apparaissent très proches par leur aspect et leur composition de celles de Casamaccioli, dont elles diffèrent cependant par la présence de macrocristaux de feldspath potassique.

$\Upsilon^3$ . **Monzogranites leucocrates à biotite**. Cette unité, qui se prolonge vers le Sud sur la feuille Venaco, développe une bordure de cornéennes sur son flanc oriental. Elle est recoupée au niveau des gorges du Golo par le complexe plutonique permien de Popolasca. À l'Ouest, elle est intrusive dans les granodiorites de Casamaccioli. Au pont de Mulindina, en aval des gorges de l'Asco, on peut observer le contact intrusif de ces monzogranites dans les volcanites ignimbritiques calco-alcalines.

Les critères adoptés pour la figuration de ce type pétrographique ont été identiques à ceux utilisés dans les levés des feuilles voisines : on a regroupé avec ces monzogranites à biotite un ensemble de roches à grain moyen, à faible teneur en biotite, sans amphibole et à rares enclaves basiques. En outre, de petits corps de monzogranites leucocrates n'ont pas été distingués cartographiquement, faute de critères de terrain aisément utilisables (présence de grenat par exemple, caractérisant les granites leucocrates).

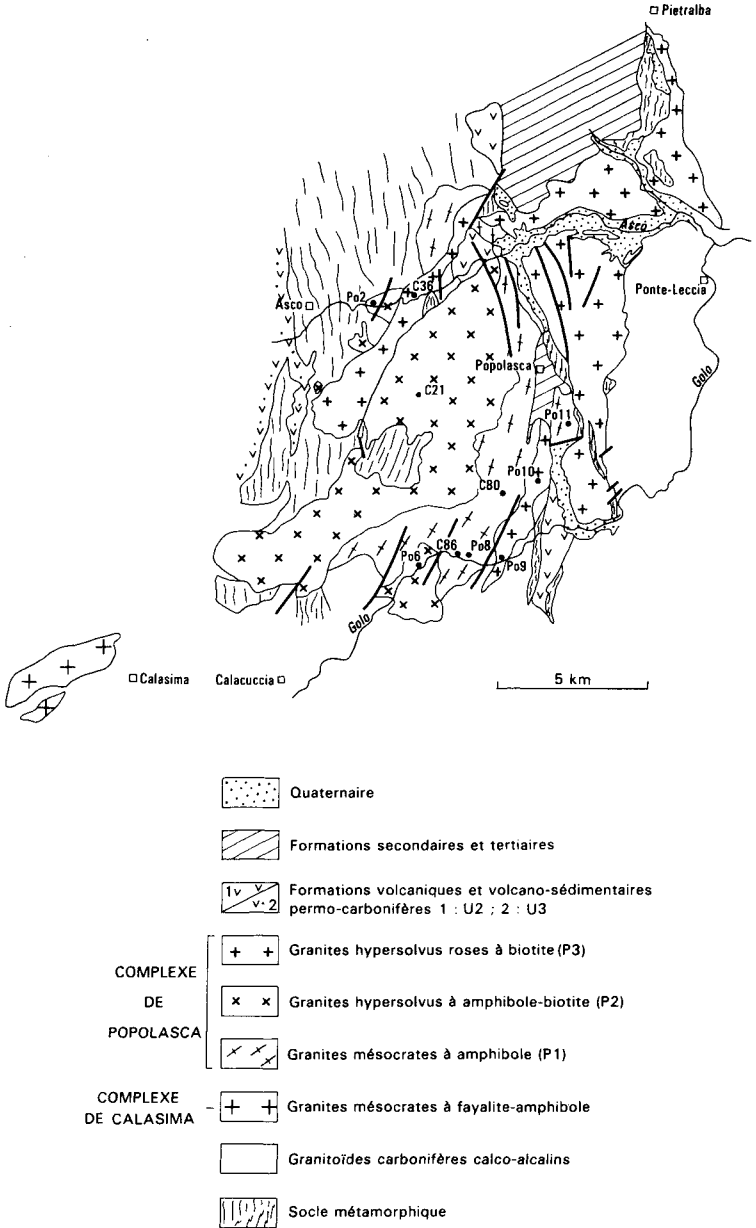
Ces monzogranites forment en outre la plus grande partie du socle de la Cima Pedani où ils affleurent généralement dans de mauvaises conditions (voir « Unité prépiémontaise de Caporalino—Pedani »).

### **Plutonisme permien**

#### **Complexe alcalin U3 de Popolasca**

J.P. Quin (1969) est le premier auteur à avoir identifié, entre Corscia et Popolasca, des granites alcalins qu'il décrit comme des « granites perthitiques à hastingsite ». La présence de tels granites est mentionnée dans la Scala di Santa-Regina (Vellutini, 1977) et près de Ponte-Leccia au Nord du Ponte Rosso (Durand Delga *et al.*, 1978). La mise en évidence de trois unités formées par des types pétrographiques distincts, et l'organisation de ces trois unités en un complexe (dit « de Popolasca ») disposé en croissant à concavité orientée à l'Ouest,





**Fig. 4 - Carte géologique schématique du complexe plutonique U3 de Popolasca**  
 Les analyses des échantillons localisés par des points sont indiquées sur la tableau 1

résulte des observations réalisées entre 1985 et 1986, lors de la cartographie systématique de la région pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000.

Ces granites ont des formes de relief très particulières en crêtes découpées, pics, aiguilles, etc. qui contrastent le plus souvent fortement avec le paysage environnant, surtout si l'encaissant est de nature granodioritique. Ce contraste s'atténue fortement lorsque ce dernier est fait de granites leucocrates. Les formes de relief particulières des granites alcalins sont dues à la faible altérabilité de ces roches qui ne donnent presque jamais naissance à des arènes ni chaos de boules. Les affleurements de coupoles, souvent massives, montrent des phénomènes de délitage « en pelures d'oignon », observables entre les vallées de l'Asco et du Golo (gorges de la Scala di Santa-Regina). Au niveau de la dépression centrale, au contraire, les granites de la partie orientale du complexe de Popolasca sont très fortement affectés par une désagrégation mécanique qui donne naissance à une pellicule arénisée de faible épaisseur.

Les trois unités reconnues dans le complexe de Popolasca correspondent à trois types de granites différents (fig. 4) :

P1 : granites, souvent mésocrates, à amphibole et biotite ;

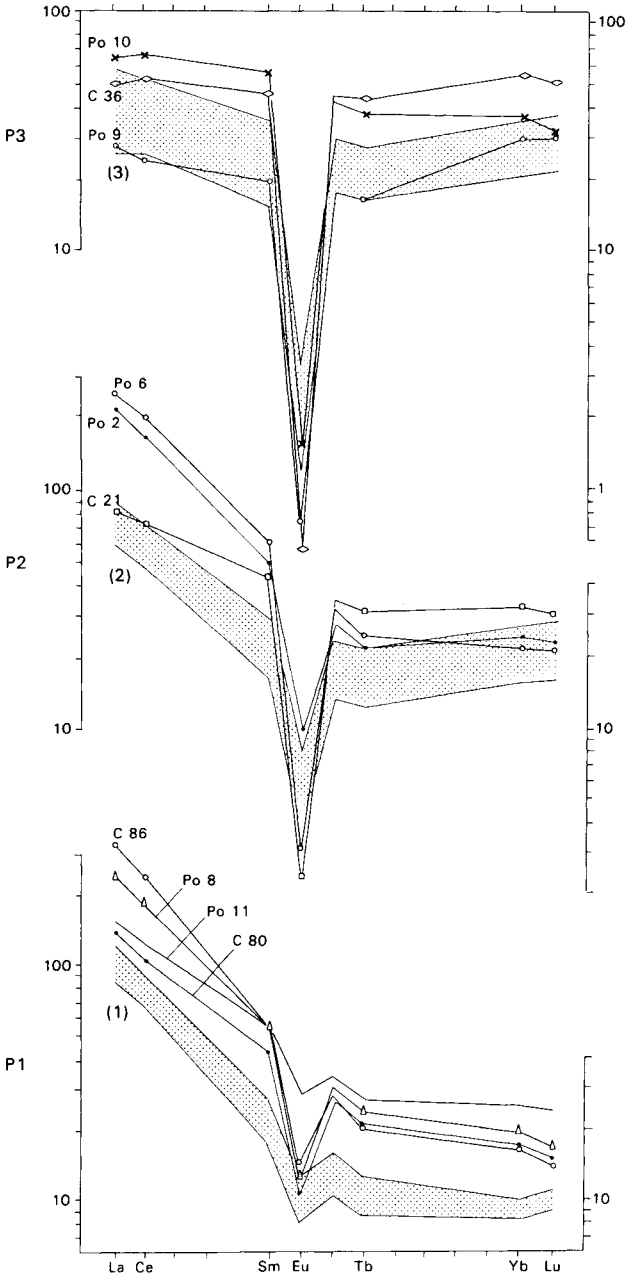
P2 : granites hypersolvus (= perthitiques) à amphibole et biotite ;

P3 : granites hypersolvus roses à biotite.

Cartographiquement, l'unité P3 est clairement postérieure à P1 et P2.

La distinction entre P1 et P2 est fondée sur les caractères pétrographiques et géochimiques différents des roches qui constituent ces unités : on constate le caractère moins évolué (c'est-à-dire moins différencié, car plus calcique et plus magnésien) de P1 par rapport à P2. La chronologie de mise en place de ces deux unités n'a pu être mise en évidence sur le terrain. La comparaison, terme à terme, avec ce qui est connu dans les intrusions calco-alcalines ailleurs en Corse, incite à penser que la mise en place de P2 est au moins synchrone ou légèrement postérieure à celle de P1. Dans le complexe de Tolla-Cauro, au Sud-Est d'Ajaccio, les granites hypersolvus à biotite sont ainsi postérieurs aux granites à amphibole (Bonin, 1980).

**Y<sup>1</sup>E. Granites mésocrates à amphibole, biotite et enclaves.** Ces granites affleurent largement dans la partie amont de la Scala di Santa-Regina, forment les hauteurs immédiatement à l'Ouest de Popolasca et disparaissent au Nord des gorges de l'Asco. Ce sont des roches très résistantes, à grain moyen, caractérisées par un fond très clair de quartz et de feldspath, à patine souvent rousse, sur lequel contrastent fortement des amas sombres d'amphibole et biotite. Les enclaves, de petite taille (inférieures à 10 cm en moyenne) ne sont pas rares ; elles sont constituées par des concentrations très riches d'amphibole (80 %), plagioclase albitique et quartz.



L'enveloppe des unités monzogranitiques (1 et 2) et monzogranitiques leucocrates (3) calco-alkalines sont respectivement comparées aux spectres des unités P1, P2 et P3

**Fig. 5 - Spectres de T.R. des unités P1, P2, P3 du complexe de Popolasca (Haute-Corse)**

La biotite est très ferrifère ( $X_{Fe} = 0,73$  à  $0,85$ ) et montre un très fort pléochroïsme noir/jaune paille; elle est le plus souvent associée à l'amphibole au sein de nids de minéraux colorés. Les zircons, très limpides, trapus, sont nombreux; leur taille moyenne est de l'ordre de  $0,3$  mm. L'allanite zonée est fréquente. La magnétite constitue la majorité de la fraction opaque.

Les analyses chimiques mettent en évidence le caractère relativement calcique de ces granites ( $1,60 < CaO < 0,80$ ) qui se traduit minéralogiquement par la présence d'oligoclase. Les diagrammes de terres rares (T.R.) illustrent l'homogénéité des granites de cette unité P1. L'ensemble des caractères pétrographiques et chimiques des granites P1 les rapproche des granites mésocrates à amphibole et fayalite des Cinque Frati (Vellutini, 1977) au Nord-Ouest de Calasima (feuille Galeria-Osani), qui se situe immédiatement à l'Ouest de la terminaison occidentale du complexe de Popolasca.

$\gamma_{hP}$ . **Granites perthitiques (hypersolvus) à amphibole-biotite.** Ces granites, qui constituent l'unité P2, occupent la partie interne (centro-occidentale) de la structure en croissant du complexe. C'est une roche très compacte et d'une très grande homogénéité, dont les constituants cardinaux sont aisément repérables : quartz toujours automorphe, en grappes; feldspath potassique blanc (parfois légèrement rosé), abondant, dans la cassure fraîche duquel brillent au soleil des films de perthites. Les taches noires d'amphibole se détachent fortement sur le fond très clair de la roche; la quantité d'amphibole est cependant plus faible et la taille des cristaux plus petite que dans les granites mésocrates, ce qui constitue un bon critère de reconnaissance macroscopique. L'absence d'enclaves est en outre remarquable par rapport aux granites mésocrates.

Au microscope, le quartz est en sections automorphes arrondies; l'albite et le feldspath potassique coexistent au sein de perthites tigrées en larges veines; l'oligoclase, fréquent dans P1, est ici très rare ou absent. De l'albite subautomorphe à automorphe, intergranulaire, cicatrice les espaces entre quartz et perthites. Les minéraux colorés sont groupés en nids et peu abondants (1 à 5 %). L'amphibole a une composition beaucoup plus ferrifère que dans les granites de P1. Les zircons et l'allanite sont bien moins abondants que dans P1; en revanche, de la thorite est reconnue. La fluorite en section automorphe, tardive, est fréquente. La magnétite constitue la majorité de la fraction opaque.

L'analyse chimique montre le caractère très peu calcique de ces granites et leur caractère monotone :  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$  sont quasiment à l'état de traces. La présence de corindon à la norme confirme leur caractère alumineux. Leur faible indice de coloration est illustré par de faibles valeurs d'hypersthène normatif. Les spectres de terres rares de P2, tout en montrant une parenté avec ceux des granites de P1, sont caractérisés par une anomalie négative bien plus marquée en Eu (fig. 5, tabl. 1).

	Po 11	Po 8	C 86	C 80	Po 2	Po 6	C 21	Po 10	Po 9	C 36
SiO <sub>2</sub>	68.40	71.60	72.13	75.64	74.60	77.20	76.89	77.70	77.10	78.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	13.70	13.67	12.40	13.20	11.70	11.92	12.70	13.10	12.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>			2.17	2.08			1.32			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	1.25			0.81	0.94		1.10	0.34	0.45
FeO	2.50	2.00			1.30	0.86		0.47	0.57	0.57
MnO	0.08	0.07	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03
MgO	0.40	0.55	0.25	0.31	0.30	<0.20	0.25	<0.20	<0.20	0.21
CaO	1.60	1.30	0.79	0.56	1.00	0.40		<0.20	0.37	0.57
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.35	3.59	3.37	3.60	3.80	3.48	3.70	3.80	3.67
K <sub>2</sub> O	4.95	4.60	5.00	4.98	4.55	4.65	4.91	4.55	4.40	3.40
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.35	0.20	0.20	0.22	0.12	0.10	0.06	<0.05	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.05	0.06	0.03		<0.05		<0.05	<0.05	0.02
F	0.13	0.08			0.16	0.06		0.05	0.09	0.24
L.O.I.	0.55	0.50	0.66	0.55	0.68	0.18	0.68	0.15	0.29	0.35
O = F	-0.05	-0.03			0.07	-0.03		-0.02	-0.04	-0.11
Total	99.38	99.40	98.57	100.16	100.46		99.57			99.93
U	3.5	2.6	3.1	3.2	5.5	4.9	7.5	2.1	12.8	15.4
Th	11	17.8	22.5	12.5	25.3	24.9	26.3	29.8	28.6	55
Ta	1.74	1.33	1.08	1.26	3.56	1.39	3.07	3.64	7.02	7.89
Zr	519	421	308	248	235	291	159	192	88	270
Hf	12	10.6	7.63	6.03	7.02	8.3	6.42	8.55	3.6	14.8
Sc	9.51	7.72	4.7	4.2	4.07	1.62	1.76	0.41	2.05	0.17
Cr	10	15	4	4	8	6	7	8	10	16
Co	2.5	2.6	1.6	1.3	1.7	0.3	0.9	1	1.1	1.6
Ni	3.4	4.8	1.6	1.4	3.4	1.6	2.1	3.4	2.5	2.3
Rb	160.4	130.7	147.4	149.45	213.93	162.31	251	261	352	505.3
Sr	106.5	91.2	79.7	63.5	55.9	3.18	15			2.46
Ba	1015	551	474	385	344	10	94	16		
La	49.6	76.9	105	44.5	70.3	81.8	26.6	20.7	8.9	15.9
Ce	98.3	145	189	80.9	133	158	59.3	53.3	18.9	41.9
Sm	9.8	10	10.1	7.9	9.1	11	8.2	10.4	3.7	8.5
Eu	2.03	0.94	1.03	0.76	0.72	0.22	0.17	0.11	0.05	0.04
Tb	1.33	1.17	1.02	1.06	1.08	1.21	1.55	1.85	0.81	2.16
Yb	4.6	3.8	3.2	3.3	4.6	4.3	6.3	7.2	5.6	10.5
Lu	0.76	0.55	0.45	0.48	0.73	0.7	0.98	1.05	0.96	1.66

**Tableau 1 - Complexe de Popolasca : analyses chimiques.** Analyse des éléments majeurs par fluorescence X (BRGM), des éléments en traces par activation neutronique (laboratoire Pierre-Süe, Saclay). Localisation des échantillons sur la figure 4.

**γ<sub>b</sub>. Granites perthitiques (hypersolvus) roses à biotite (lépidomélane).** Ils forment l'enveloppe du complexe de Popolasca (unité P3) et affleurent sous la forme de deux lames au Nord-Ouest et au Sud-Est, se réunissant à l'Ouest de Ponte Leccia. Cette unité P3 est la plus récente. Une belle bordure pegmatitique, avec des cristaux de quartz à base hexagonale d'une dizaine de centimètres et perpendiculaires à la surface de l'intrusion, affleure au contact du socle métamorphique du côté sud de l'entrée amont des gorges de l'Asco. Ce granite est aisément reconnaissable grâce à sa teinte rose mauve caractéristique. Le grain est moyen mais les passées à grain fin sont fréquentes. La biotite est peu abondante et très souvent entourée de halos d'oxyde de fer.

Au microscope, on observe que la roche est quasi uniquement constituée de feldspath potassique perthitique, d'albite et de quartz automorphe en billes arrondies. La biotite est systématiquement désstabilisée en chlorite. Quelques reliques montrent un fort pléochroïsme noir/jaune paille mais ne fournissent pas d'analyses ponctuelles satisfaisantes (déficit systématique de K, Ti) permettant d'apprécier le XFe qui doit cependant être de l'ordre de 0,90, Mg étant à l'état de trace dans la roche.

Du point de vue chimique, ces roches sont les plus siliceuses du complexe; CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MgO sont à l'état de traces. Le spectre de terres rares, tout à fait caractéristique, ne montre pas de fractionnement entre terres rares lourdes et légères et présente une anomalie négative en Eu considérable (fig. 5, tabl. 1).

L'évolution magmatique entre les trois unités est caractérisée sur la figure 5 par le passage de spectres de T.R. très fractionnés, à anomalie négative en Eu peu marquée pour les granites mésocrates de P1, à des courbes de T.R. où l'anomalie négative en Eu se creuse dans P2 corrélativement à une augmentation des teneurs en T.R. lourdes. Dans l'unité P3, le fractionnement est très faible : les granites sont caractérisés par un spectre de T.R. plat et une anomalie négative en Eu considérable.

Les spectres de T.R. des associations calco-alcalines U2 antérieures (Cocherie, 1984; Rossi, 1986) qui sont globalement comparables, du point de vue de la géochimie des éléments majeurs, aux granites alcalins du complexe de Popolasca, montrent des distributions de T.R. semblables mais toutefois à des teneurs significativement plus faibles. La similitude entre le comportement des T.R. (et des autres éléments en traces) dans le complexe alcalin U3 étudié et dans les complexes calco-alcalins U2, suggère que l'évolution magmatique est contrôlée par le même processus dominant dans les deux associations, à savoir un mécanisme de cristallisation fractionnée. Les différences mises en évidence résulteraient de conditions différentes de genèse des magmas des deux associations. La nature de la source et/ou les conditions de fusion peuvent être responsables du comportement de ces éléments. La géochimie isotopique du Sr ( $Sr_i = 0,708$ , sur les

granites de Popolasca et 0,7073 sur les granites de Tolla; Bonin *et al.*, 1972) et de l'oxygène ( $7,7 < \delta^{18}\text{O}^{\circ}/_{\text{oo}} < 9,8$  : valeurs extrêmes pour les unités P1, P2, P3), semble indiquer que la source avait un caractère crustal et une nature peu différente de celle ayant engendré les granites de l'association calco-alkaline.

### **Volcanisme permo-carbonifère : complexe du Monte Cinto**

Au sein du batholite, les magmas qui constituent les groupes d'intrusions des associations calco-alkaline composite U2 et alcaline U3 sont exprimés à la fois sous la forme de termes plutoniques, subvolcaniques et volcaniques.

Les termes de composition d'andésites, dacites et rhyolites, le plus souvent ignimbritiques, constituent les formations volcaniques calco-alkalines U2, tandis que les termes effusifs acides, uniquement rhyolitiques de composition métallumineuse à alcaline, constituent les termes volcaniques U3.

Deux ensembles volcaniques distincts ont été mis en évidence dans le Nord-Ouest de la Corse par P.J. Vellutini (1977). Leurs produits sont essentiellement localisés dans la structure volcano-tectonique du Monte Cinto, dont la bordure orientale atteint la bordure nord-ouest de la feuille Corte, et sur la marge orientale du batholite. L'essentiel de la caldera du Cinto est cartographié sur la feuille Galeria—Osani, immédiatement à l'Ouest de celle de Corte. Les descriptions structurales, pétrographiques et géochimiques étant largement développées dans la notice explicative de cette feuille, le lecteur intéressé par plus de détails sur le volcanisme permien est prié de s'y reporter. Les données ici présentées sont extraites de la thèse de P.J. Vellutini (1977).

#### **Association calco-alkaline composite U2**

*ipVC.* **Ignimbrites et pyroclastites (série d'Asco—Calenzana).** Ces formations affleurent selon une direction subméridienne, sur une longueur d'une dizaine de kilomètres entre le Capu Razino et Solane dans le coin nord-ouest de la feuille, ainsi qu'au débouché oriental des gorges de l'Asco. Cette série est constituée par un grand nombre de formations volcaniques, correspondant à des dynamismes éruptifs variés et pouvant être subdivisées en deux groupes : des projections pyroclastiques et des coulées ignimbritiques.

Les projections pyroclastiques forment la base de la série et reposent sur le substratum anté-volcanique, c'est-à-dire sur les formations métamorphiques d'Asco—Belgodere. En amont d'Asco, deux faciès principaux ont été mis en évidence dans la série ignimbritique (toujours intimement associée aux tufs pyroclastiques). Au point coté 703, la lave, verte, est massive et présente une schistosité horizontale assez

marquée : seuls des phénocristaux de quartz apparaissent visibles à l'œil nu, il n'y a ni flammes ni enclaves. Au microscope on voit que, dans une mésostase fortement dévitrifiée, sont inclus des phénocristaux (28 % de la roche) dont 20 % de quartz très corrodé, 70 % de plagioclase (An 20-25), 6 % de feldspath potassique et 5 % de biotite qui ne subsiste que sous forme de fantômes ponctués de magnétite. La calcite secondaire abonde sous forme de petits cristaux.

À mi-chemin entre les points cotés 703 et 755, la lave est extrêmement schistosée, toujours sans flammes ni enclaves. L'observation microscopique y révèle une forte prédominance du quartz (50 %) par rapport au plagioclase (28 %) dans les phénocristaux (24 % de la roche).

### **Association alcaline U3**

**ρS. Rhyolites en lames.** Ce sont des roches injectées près des failles bordières de la caldeira et mises en place après le développement de cette structure volcano-tectonique. Elles ont emprunté les dislocations créées, dans les nappes de pyroclastites redressées, par les derniers mouvements subsidents de la caldeira. Les rhyolites de ces lames montrent des bordures figées au contact des pyroclastites ; leurs pendages sont très forts, 80 à 70° vers l'Ouest (vers le centre de la structure).

La composition minéralogique des lames rhyolitiques est assez constante : phénocristaux de quartz « corrodé », sanidine, fantômes d'amphibole ferrifère et accessoirement zircon et magnétite. La mésostase est toujours dévitrifiée. Du point de vue chimique, les lames rhyolitiques sont très fortement siliceuses.

**<sup>1</sup>tf. Projections pyroclastiques inférieures.** Ce sont des produits de retombées aériennes stratifiées, constitués de bancs violacés à passées verdâtres, de brèches, microbrèches, tufs, lapillis, cendres et fragments de ponce avec intercalations métriques de rhyolites flammées, dont l'émission est contemporaine de la caldeira du Monte Cinto. En bordure de la faille bordière de la caldeira, les bancs sont redressés à la verticale, le pendage diminuant vers l'Ouest (feuille Galeria—Osani) quand on se dirige vers le centre de la structure volcano-tectonique.

La minéralogie de cet ensemble est assez monotone : quartz, sanidine et, en moindre proportion dans certains niveaux, des plagioclases acides (An 5-10). Le ciment de ces minéraux est un agglomérat de cendres soudées par la dévitrification. Chimiquement, ces roches sont hypersiliceuses et hyperpotassiques.

**<sup>1</sup>μC. Microgranites alcalins (dyke Calenzana—Asco).** Ce filon annulaire vert sombre de microgranite grossier se suit sur près de 50 km depuis la vallée du Fangu à l'Ouest (feuille Galeria—Osani), sa terminaison orientale étant située au Sud-Ouest d'Asco. Son épaisseur moyenne est d'une trentaine de mètres, avec des ventres de plus de



500 m. Ce dyke n'est pas rigoureusement parallèle aux bords de la caldeira : il peut s'en éloigner ou bien tangenter la faille bordière, comme à Solane au Nord d'Asco. Ce filon matérialise la limite des premiers effondrements qui ont permis la conservation des volcanites calco-alcalines U2.

Le microgranite contient des phénocristaux roses ou verdis de feldspath potassique perthitique, albitisé en bordure, pouvant atteindre 5 à 6 cm, et de quartz automorphe, peu corrodé, d'environ 2 mm. Des amas de phyllites brunes ou vertes représentent probablement les produits de déstabilisation d'anciennes amphiboles ferrifères qui ne sont plus identifiables. La mésostase, grossière, est qualitativement semblable à la phase phénocristalline. Le zircon est accessoire mais omniprésent.

### **Système filonien**

Au sein de l'ensemble calco-alcalin composite U2, les complexes mafiques-ultramafiques reconnus dans le batholite représentent des chambres magmatiques en relation avec le volcanisme andésitique; des relations de même ordre relient magmas granitiques et volcanisme acide (Rossi *et al.*, 1992, 1993). Ainsi, schématiquement, les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur, les intrusions granitiques et mafiques U2 l'étage inférieur, les filons « doléritiques » représentant dans cette hypothèse les dykes d'alimentation faisant correspondre les magmas U2 et les volcanites andésitiques et basaltiques.

Dans l'ensemble alcalin U3 les mêmes relations entre volcanites et granites peuvent être observées au sein des systèmes volcano-plutoniques (Vellutini, 1977; Bonin, 1980).

Les relations entre les magmas basiques et leur encaissant sont contrôlées par l'état rhéologique cet encaissant lors de leur mise en place. Ainsi l'injection à un moment donné d'un même magma basique peut-elle se traduire, si elle se déroule dans un milieu fragile, par un filon « doléritique », ou bien par un « net veined complex » si elle intervient dans un magma granitique en cours de cristallisation, ou bien encore par un filon composite mixte acide-basique si la mise en place du magma basique accompagne celle d'un magma acide au sein de la même caisse filonienne.

On peut distinguer, recoupant le batholite granitique, des filons basiques et des filons acides. La discrimination entre les deux types a été effectuée directement sur le terrain sur la base d'un examen macroscopique. Des lames minces ont été confectionnées uniquement dans les termes basiques.

La mise en évidence de la disposition en champs filoniens résulte des levés systématiques effectués pour l'établissement de la carte à

1/50 000. Les filons s'organisent selon deux directions majeures : NE-SW à NNE-SSW et E-W. La séparation régionale entre les champs filoniens « méridionaux » NE-SW à NNE-SSW, qui se prolongent sur les feuilles Venaco et Vico-Cargese, et les champs « septentrionaux » (WSW-ENE à E-W), se situe au niveau du cours du Golo qui coule à peu près sur la bordure sud du complexe de Popolasca, que le fleuve entaille en gorges dans la Scala di Santa-Regina.

La traduction en termes de paléocontraintes de l'orientation de ces champs est délicate dans la mesure où ils se sont installés dans un bâti hétérogène, constitué par les mises en place successives des magmas U2 et U3. Les modalités de mise en place des intrusions ayant varié dans le temps (« magmatic stoping » puis « cauldron subsidence »), le bâti granitique n'a pas un comportement de corps homogène. Ainsi, il apparaît à l'échelle régionale que l'ensemble des champs filoniens du Nord-Ouest de la Corse paraît se mouler autour du massif du Cinto qui joue le rôle d'un môle.

σθ. **Filons de roches basiques.** Sur le territoire de la feuille Corte, chaque fois que les conditions d'affleurement s'y prêtent, on peut observer que les filons basiques recoupent le plus souvent les filons acides. Localement, les deux types peuvent être comagmatiques dans la même caisse filonienne.

Ces filons ont en cassure fraîche une couleur vert foncé à noire, leur patine est rouille. Ils se débitent en rhomboèdres en « pelures d'oignon ». Leur puissance va de quelques centimètres jusqu'à une dizaine de mètres, 1 à 3 m étant une moyenne. En général, les roches des filons sont de type aphanitique, mais des types porphyroïdes se rencontrent fréquemment ainsi que des types microgabbroïques (route de Cavallo-Morto, entre Calasima et Lozzi...). La composition minéralogique, quel que soit le type de roche, semble cependant assez constante.

L'observation microscopique révèle que ces roches sont le plus souvent équilibrées dans le faciès schistes verts, les lattes de plagioclases étant toujours très fortement séricitisées et pratiquement toujours transformées en albite secondaire. Le treillis des plagioclases forme la charpente de la roche ; entre ces mailles cristallise le clinopyroxène, souvent transformé en amphibole et/ou rétomorphosé en chlorite. Les accessoires sont : apatite, opaques, sphène (souvent transformé en leucoxène) et exceptionnellement du zircon. L'ensemble des filons basiques rencontrés est composé de roches de texture doléritique à plagioclase précoce. Au contraire, la recherche de lamprophyres vrais (Rock, 1977), témoins d'un épisode alcalin filonien basique, est restée vaine ; si ces roches existent, elles sont en très faible abondance dans ce secteur.

ρ. **Filons de roches acides.** Sous ce symbole ont été cartographiés des filons de type rhyolitique mais aussi des microgranites et/ou granophyres. Certains microgranites puissants, comme le filon annu-

laire du Cinto, ont été individualisés et sont décrits par ailleurs (cf. *supra*). Les filons acides calco-alcalins et les filons acides alcalins n'ont pas été distingués et sont regroupés sous le même symbole.

La couleur des roches de ces filons est généralement rouge, leur puissance inférieure à la dizaine de mètres. Des types bleu sombre à cassure esquilleuse, rencontrés au Nord de Lozzi, pourraient être rapportés au cycle alcalin (voir notice Galeria—Osani).

**Q. Filons de quartz.** Peu abondants et d'une puissance de l'ordre du mètre au maximum, ce sont des remplissages de fractures par du quartz laiteux qui ne se poursuivent pas sur plus de quelques centaines de mètres.

### AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE

*vs*<sub>h-r</sub>. **Permo-Carbonifère volcano-sédimentaire. Rhyodacites, arkoses, conglomérats.** Les formations attribuées au Carbonifère supérieur—Permien inférieur affleurent selon plusieurs bandes d'orientation subméridienne : une bande occidentale située entre Asco au Sud et Mausoleo au Nord ; une bande orientale qui affleure entre, au Sud, le pont de Mulindina, à l'entrée aval des gorges de l'Asco et, au Nord, Moltifao, à cheval sur les feuilles Corte et Santo-Pietro-di-Tenda ; et, enfin, dans les unités prépiémontaises. Ces lambeaux sont affectés par des mouvements alpins responsables de structures à vergence W : ainsi, le lambeau de la bande Asco—Mausoleo chevauche-t-il les volcanites permienes du Cinto.

L'observation des divers affleurements permet de reconstituer de façon synthétique la succession de ces assises qui sont formées par l'alternance de pélites sombres, d'arkoses, d'agglomérats, de conglomérats à galets de matériel volcanique et/ou volcano-sédimentaire, et de projections volcaniques de composition rhyodacitique à rhyolitique, qui revêtent souvent une teinte grisâtre. La composition pétrographique et géochimique de ces diverses formations est celle de dacites à rhyodacites, très comparable à celle de la Formation du Chierchiu (sur la feuille Saint-Florent : Rossi *et al.*, 1994), ce qui conduit à les ranger au sein d'un même ensemble calco-alcalin.

L'âge carbonifère supérieur—permien inférieur de ces formations est fondé à la fois sur des données paléontologiques et géochronologiques. En effet, dans les formations décrites plus au Nord dans le bassin de Mausoleo, R. Teichmüller (*in* Teichmüller et Selzer, 1931) a noté d'abondantes empreintes qu'il a rapportées, sans certitude, à *Odontopteris reichrani*, selon lui du Westphalien terminal mais en fait du Stéphanien supérieur—Permien inférieur. Plus récemment P.J. Vellutini (1977) cite, déterminée par C. Gréber, une association de ce même âge à *Pecopteris feminaeformis*, *P. plumosa dentata*,... et des esthéries (*E. embata*).

Les termes volcaniques de la partie sommitale de la Formation du Chierchiu, qui affleurent largement sur les feuilles Santo-Pietro-di-Tenda et Saint-Florent et qui sont comparables à ceux d'Asco ou de Mulindina, ont été datés par évaporation du Pb sur monozircon (Rossi *et al.*, 1992) entre  $291 \pm 14$  Ma (Bocca a Vezzo) et  $288 \pm 13$  Ma (Monti-Rossi).

De même qu'à Malfalcu, sur la feuille Saint-Florent, on peut observer à Mulindina l'intrusion des monzogranodiorites U2 dans les volcanites rhyolitiques. Les conditions de dépôt, ainsi que les caractères pétrographiques et géochimiques de ces formations volcano-sédimentaires calco-alkalines, permettent de les identifier aux nappes ignimbritiques calco-alkalines du Cinto (« premier cycle » de P.J. Vellutini, 1977).

**h4. Carbonifère supérieur (Westphalien ?). Formation de Fonde—Fuata : conglomérats.** Dans le parautochtone alpin (bande de Castirla), on observe une puissante série de conglomérats, au contact des granites et des cornéennes dont provient l'essentiel de leur matériel, à côté d'éléments de quartz, de matériel métamorphique et, vers le haut, de pyroclastites d'aspect « permien ». Cette formation se suit sur près de 5 km du Sud au Nord, mais elle est interrompue sur 500 m au Nord-Est de la Bocca di Fuatelle.

L'affleurement sud, celui de Fuata, correspond à un ensemble très grossier (certains éléments dépassent 20 cm), pouvant excéder 200 m d'épaisseur. À l'Ouest de ce dernier sommet, la formation débute par de puissantes brèches passant à des poudingues, avec des intercalations de grès grisâtres et de pélites noirâtres : cet ensemble d'aspect éocène (c'est l'âge qui était admis auparavant) est traversé par un filon de rhyolite rouge, épais d'environ 5 m. Les parties inférieure et moyenne renferment, dans une matrice gréseuse, des galets de quartz, de matériel volcano-sédimentaire, de rhyolites blanches, de micaschistes, grès et quartzites verts, d'anatexites à muscovite et de granitoïdes *s.l.* Vers le haut, les conglomérats prennent des teintes violacées et des lits pyroclastiques s'y intercalent, juste sous l'Éocène transgressif du sommet de Fuata.

L'affleurement nord, celui de Fonde, est traversé par le Golo à l'Est d'Onia. Il se poursuit vers le Nord jusqu'au parallèle de la Bocca a Petra Lusciana. Sur la rive nord du fleuve, J.J. Ollé (1981) avait noté deux filons « doléritiques » dans ces conglomérats à galets granitiques. On les retrouve sur la rive sud, le long de la route longeant le Golo : au filon basique le plus à l'Ouest s'adjoint un filon de rhyolite rouge, large de 1 m.

Postérieurs aux granites hercyniens qu'ils remanient largement, ces conglomérats de Fonde—Fuata sont évidemment antérieurs aux filons basiques et acides qui les intersectent, filons dont l'âge est considéré comme du Permien « supérieur ». L'âge carbonifère supérieur de la succession paraît donc assuré, malgré son « aspect éocène ». Il doit

s'agir d'anciennes alluvions fluviales, ayant rempli une paléo-dépression entaillant granites et cornéennes.

Ils peuvent être comparés à ceux, reconnus plus au Nord sur les feuilles Santo-Pietro-di-Tenda et Saint-Florent, et d'âge « westphalien » (?), de la Formation de Solche (Rossi *et al.*, 1991).

**ti. Trias « inférieur » détritique.** Le Trias des environs de Castirla et de Popolasca, que nous estimons d'appartenance prépiémontaise malgré sa situation très « occidentale », sera examiné plus loin. Les seuls affleurements triasiques appartenant avec certitude au domaine autochtone-parautochtone se placent dans les unités les plus orientales de ce domaine, à l'Est de Soveria. Là, sur les cornéennes de la Punta di Malerso, reposent des conglomérats (parfois à galets de rhyolites rouges) et des grès plus ou moins grossiers, de teinte généralement violacée, parfois verdâtre, avec de rares lits d'arkoses blanches. On peut les observer le long de la voie ferrée, au Nord de la station de Soveria. L'épaisseur de ces termes « à faciès triasique », passablement tectonisés, et que ravinent les conglomérats de base du Lutétien, n'excède pas la dizaine de mètres.

Ces assises sont analogues à celles qu'on rencontre dans l'autochtone au Nord-Est de la haute Balagne, dans la région entre Petra-Moneta et la Bocca d'Alzia (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) : au « rocher Pilger », des calcaires et dolomies datées du Ladinien (Peybernès *et al.*, 1989), y complètent vers le haut ce Trias « inférieur » autochtone.

**js. Jurassique supérieur. Calcaires plus ou moins marmorisés.** Ces marbres clairs, légèrement bleutés, massifs, englobent des blocs de roches du socle ou du Permien qui, par étirement et aplatissement, peuvent prendre l'aspect d'« intercalations détritiques » verdâtres, soulignant un litage tectonique grossier.

Cette « Formation du Razzo Bianco », remarquablement exposée au Sud de Venaco (feuille Venaco), est réduite à quelques lambeaux, dont l'épaisseur n'excède pas quelques dizaines de mètres, sur la feuille Corte :

— dans l'autochtone : au Nord-Ouest de Corte, en particulier dans l'affleurement de Polverella (grands olistolites dans l'Éocène?); au Sud et au Sud-Est de Castiglione; enfin au Nord de Popolasca (ce bloc, ainsi que les brèches voisines attribuées au Crétacé supérieur, représente vraisemblablement aussi un grand olistolite), où les calcaires admettent des bandes siliceuses;

— dans le parautochtone : écaille (cote 720 au Sud du Tavignano), entre Éocène autochtone et lame de granites; lames verticales du château de Serravalle au Sud de Piedigriggio et du ruisseau de l'Oia (séparant ici cornéennes et Éocène périto-gréseux) au Nord-Est de Ponte-Castirla, l'une et l'autre coincées au milieu de granites. L'âge de ces calcaires n'est pas directement établi. Ils ont localement livré des madréporaires, ce qui explique l'appellation de « calcaires récifaux »

par L. Ritsema (qui en faisait d'ailleurs de l'Éocène). Ils sont semblables aux calcaires de Caporalino (Prépiémontais) qui ont montré des madréporaires de l'Oxfordien supérieur—Kimméridgien (voir plus loin).

**cBr. Crétacé supérieur (?). Brèches.** Ces brèches de la « Formation du Vecchio » (Durand-Delga *et al.*, 1978) peuvent atteindre la centaine de mètres dans le site-type, situé sur la feuille Venaco. Elles sont constituées d'éléments anguleux, décimétriques à plurimétriques, de granites, roches cristallophylliennes, Permien volcanogène (rhyolites et pyroclastites) et de calcaires blancs du Malm, marmorisés. La couleur verte des brèches, souvent très étirées, est due à la chloritisation des minéraux ferromagnésiens lors du métamorphisme alpin. Cette formation, qui n'a pas été datée, est en tout cas antérieure aux grès de Venaco (Éocène probable), qui la surmontent en discordance nette au Razzo Bianco (feuille Venaco).

Sur la feuille Corte, ces brèches sont représentées, selon S. Amaudric du Chaffaut (1980) et J.J. Ollé (1981), au Nord immédiat de Popolasca, en discordance nette sur les calcaires du Malm préalablement ravinés; épaisses d'environ 15 m, ces brèches attribuées au Crétacé sont surmontées par des conglomérats grossiers éocènes, dont il est difficile de les délimiter. On retrouve des brèches du même type (0-15 m) au-dessus de Castiglione. À l'Est de Piedigriggio enfin (Nord-Ouest de la Fontaine de Melo), une brèche analogue, à éléments verdis de granites et de Cristallophyllien, très riche en blocs calcaires, surmonte directement des granites parautochtones.

Selon J.M. Caron, la différence de structure entre ces brèches et les conglomérats rapportés à l'Éocène pourrait (Égal, 1989) non pas être due à une saute structurale entre deux formations séparées par un épisode tectonique, mais bien à la traduction différente d'un même épisode de déformation dans des lithologies de comportements rhéologiques contrastés (les éléments de calcaires, abondants à la base, étant beaucoup plus ductiles que les éléments granitiques). Dans cette hypothèse, l'âge de cette formation resterait problématique : crétacé supérieur, paléocène ou éocène.

#### **ec. Éocène. Conglomérats, calcaires, flyschs gréseux**

• **Éocène autochtone.** Il repose en discordance majeure sur les cornéennes et sur les granites liés à celles-ci, plus rarement sur les résidus de calcaires du Malm ou sur les brèches attribuées au Crétacé supérieur. Il affleure dans quatre secteurs (Ouest de Corte, Sud-Ouest de Castirla, Nord de Ponte-Castirla, environs de Popolasca), son absence entre ces points résultant de causes tectoniques. Son épaisseur maximale est de l'ordre de 300 m. Il est vraisemblable qu'ont été regroupés des termes de l'Éocène inférieur et des termes de l'Éocène moyen-supérieur, ceux-ci étant probablement transgressifs sur les précédents.

L'Éocène est presque uniquement détritique. Débutant le plus souvent par des conglomérats ou des grès grossiers, il se poursuit par des alternances de pélites noirâtres et de grès gris clair, chargées de felds-

paths et de micas détritiques (« flysch » éocène), avec parfois des récurrences conglomératiques. Les grès montrent des quartz noirs, comme on en connaît dans l'Éocène des régions plus méridionales.

Les conglomérats sont bien développés (leur épaisseur y atteint 50 m) autour de Popolasca, où leur séparation d'avec les brèches attribuées au Crétacé supérieur est délicate, et surtout à l'Ouest de Corte, entre la Pointe de Zurmulu au Sud et Mandriola au Nord. Il s'agit ici de brèches chaotiques d'écroulement, formées essentiellement de blocs de cornéennes; le panneau calcaire (Malm) de Poverella semble constituer un grand olistolite dans ces brèches. L'épaisseur de celles-ci atteint 150 m au Zurmulu. L. Ritsema (1952) nota que des lits calcareux à débris de socle y contenaient des nummulites, au flanc sud de ce dernier sommet (feuille Venaco). A. Blondeau (*in* Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1974) y a déterminé des formes du Paléocène supérieur—Ilerdien et de l'Ilerdien supérieur : d'abord *Nummulites* cf. *globulus*, *Discocyclina augustae*, *Alveolina moussoulensis*, *Miscellanea miscella*, *Operculina exiliformis*, puis plus haut *N. atacicus*, *N.* cf. *globulus*. P. Bézert (1990) a illustré dans sa thèse les stades d'étirement de cette formation.

Le « flysch » éocène autochtone peut être observé le long de la route entre Ponte-Castirla et Castiglione, au niveau du talweg de l'Ancino. Il a fourni (Bézert et Caby, 1988) des galets de calcaires à *Nummulites biarritzensis* et discocyclines, d'âge bartonien selon A. Blondeau. Quant aux grès de Venaco situés au Sud immédiat de la feuille Corte, S. Amaudric du Chaffaut les attribue (1980) à l'Éocène inférieur : on ne saurait cependant exclure que ces faciès montent ici également plus haut dans l'Éocène. Notons enfin que, sur la rive sud de l'Asco (Nord-Est de Grazanicia), des grès et pélites micacées à faciès éocène, reposant sur les granites autochtones, jalonnent la base d'un lambeau de Crétacé allochtone : la position de cet Éocène est identique à celle de l'Éocène autochtone, daté du Lutétien supérieur, situé sous la nappe de Balagne (à 4 km plus au Nord, feuille Santo-Pietro-di-Tenda).

• **Éocène parautochtone.** On le trouve d'une part dans une bande occidentale, s'allongeant entre le col d'Ominanda et le cours moyen du Golo, d'autre part à l'Est, dans un chapelet d'affleurements allant du Sud du col de San-Quilico jusqu'au Sud-Ouest de Ponte-Leccia. Sa caractéristique est de comporter, associés à de minces termes détritiques de base, des calcaires clairs, souvent massifs, riches en nummulites de l'Éocène moyen. Il est remarquable de noter que E. Maury (1901) connaissait pratiquement tous les gisements fossilifères actuellement recensés. La série se poursuit par des grès et pélites, en alternance : ce « flysch » du Lutétien—Priabonien est identique à l'Éocène autochtone de haute Balagne, ainsi qu'au « flysch » éocène autochtone de la feuille Corte.

*Affleurements occidentaux.* Au Nord-Est du col d'Ominanda, une étroite bande de calcaires gréseux à nummulites est coincée entre deux lames de cornéennes paléozoïques. Quant à l'Éocène de Fuata (cote 660, ex-Punta Riecha), au Nord-Ouest de Soveria, il débute,

au-dessus du Permo-Carbonifère, par quelques décimètres d'un conglomérat à galets bien roulés dans une matrice arkosique, passant vers le haut à des calcaires épais d'environ 15 m : ceux-ci sont d'abord gréseux et riches en nummulites (*N. crassus*, *N. laevigatus*, ... selon T. De Booy, 1954), puis massifs à leur sommet. Quatre kilomètres plus au Nord (sentier à l'Est de Bocca a Petra Lusciana), le niveau calcaire, épais de quelque 10 m, admet des intercalations de grès verdâtres.

Des grès gris clair, bien lités, font suite aux calcaires dans les deux secteurs précités. Ils sont couronnés par un « flysch » péliito-gréseux tendre, riche en micas et en feldspaths détritiques.

*Affleurements orientaux.* À Piercortinco, 700 m au Sud du col de San-Quilico, des granites sont surmontés de conglomérats et grès, vite suivis de calcaires à nummulites, couronnés par un « flysch » gréseux.

Cette bande se poursuit vers le Nord, jusqu'au Sud-Ouest d'Omessa, où elle est en contact par faille à l'Est avec le socle de la nappe de Santa-Lucia; des lentilles de calcaires gréseux ont fourni (Rieuf, 1980), le long des ruisseaux d'Ascio et de Compoli, *Nummulites millecaput*, *N. gr. aturicus*, *Assilina exponens*.

À l'Est de la Punta di Malerso, sur les « roches brunes » ou sur le Trias s'appuient, par l'intermédiaire de conglomérats et grès très grossiers (0 à 15 m), d'épais calcaires gréseux à nummulites; des grès à lits microconglomératiques et des pélites complètent vers le haut les termes précédents; on en retrouve des traces à l'Ouest du Monte a Supietra, sous le chevauchement de l'unité de Caporalino.

Au Nord-Ouest de Francardo, des conglomérats et des calcaires à *N. millecaput*, *N. carpentieri*, *Assilina spira*, du Lutétien moyen, s'enfoncent à l'Ouest avec un fort pendage sous les ophiolites ligures.

Sur la route au Sud-Est de Piedigriggio, des calcaires d'une succession analogue, hachée par failles, ont fourni *N. puschi*, du Lutétien moyen-supérieur.

### ÉCAILLES PRÉPIÉMONTAISES CORTENAISES

vsh-r. **Permo-Carbonifère volcano-sédimentaire. Rhyodacites, arkoses, conglomérats.** Il affleure dans deux bandes principales. La plus occidentale est interprétée comme constituant une suite de klippes, pincées en synformes. Elle est recoupée par le Golo à l'Ouest de Ponte-Castirla. Elle est extrêmement schistosée (« schistes chloriteux satinés » de E. Maury). On en retrouve la continuation vers le Nord, dans la zone de failles située au Sud-Est de Popolasca. Vers le Sud, on retrouve du Permien au Nord-Ouest de la citadelle de Corte, en lames tectoniques sous les « roches vertes » ligures.

La bande orientale N-S est formée de roches moins déformées, d'allure apparemment anticlinale. On la suit sur 10 km du Nord (Piedigriggio) au Sud (Sud-Ouest de Caporalino), séparée en deux parties par le cours moyen du Golo. Le Permo-Carbonifère réapparaît



autour de Soveria et se poursuit en replis complexes entre le col d'Ominanda et Castirla.

L'épaisseur de ces formations, impossible à préciser du fait de la schistosité, est de l'ordre de 500-1 000 m.

Les faciès volcanogènes sont attribués au Permo-Carbonifère en fonction de leur antériorité au « Verrucano » triasique. On y rencontre :

- des rhyodacites vertes massives (à quartz, albite, orthose, micas blancs et noirs dans une pâte recristallisée quartzo-feldspathique), bien développées au Sud de Prato ;
- des arkoses verdâtres à quartz, feldspaths, muscovite, chlorite, en général schistosées, dominant très nettement ; exceptionnellement s'y intercalent de minces passées de pélites grises ou noires.

À l'Ouest de Francardo, sur la rive gauche du Golo (50 m au Nord-Ouest de Campita), un important filon de rhyolite rouge, décalé par failles, se suit sur 500 m du SSW au NNE. Il recoupe les arkoses rhyolitiques de l'unité Prato—Orienda.

Le Permo-Carbonifère volcano-sédimentaire forme normalement la base stratigraphique des éléments prépiémontais sur la feuille Corte. Toutefois, dans le chaînon de l'Orienda, à l'Ouest de Ponte-Leccia, le Trias—Lias prépiémontais est en contact direct avec des micaschistes (« phyllades »), traversés de filons microgranitiques permien, qui doivent constituer son substratum normal.

*ti*. **Trias « inférieur » détritique.** On peut lui attribuer des conglomérats, grès et argiles colorés ainsi que des quartzites blancs, dont l'épaisseur totale n'excède guère quelques dizaines de mètres. Ces horizons sont généralement laminés entre Permo-Carbonifère et Trias—Lias carbonaté. Dans le versant est de Mazzola (Ouest de Caporalino), on voit bien le contact normal entre le Permo-Carbonifère rhyolitique et ce Trias « inférieur » (3 m de grès grossiers colorés à faciès Verrucano, 6 m de quartzites blancs), suivi normalement lui-même par les dolomies grises du Trias « moyen ».

On retrouve quelques mètres de grès blancs à lits violacés au-dessus du Permien situé au Nord-Ouest de Soveria. De même note-t-on des traces de grès colorés et des quartzites blancs sous les dolomies triasiques au Sud de Castirla et au Sud-Est de Popolasca.

Dans la région au Nord du moyen Golo (Prato, Piedigriggio), des assises analogues — grès, pélites violacées et verdâtres, conglomérats — sont étroitement associées à des cargneules et ont été cartographiquement regroupées avec celles-ci sous l'indice *ti*. Au Sud de Prato (De Booy, 1954), les conglomérats polychromes de type Verrucano, à galets pluricentimétriques de quartz et de rhyolites, sont spécialement développés.

*tm-s.* **Trias moyen et supérieur. Dolomies et cargneules.** Le Rhétien a été regroupé cartographiquement avec le Norien, du fait de sa faible épaisseur et de sa fréquente élimination pour des causes tectoniques.

• **Trias moyen (?).** On peut lui attribuer des dolomies à grain fin, de patine gris jaunâtre ou crème, et de cassure gris clair. Elles surmontent en continuité le Trias « inférieur ». Finement litées et très dures, elles peuvent être chargées de concrétions ou de filets diffus de silice, qui sont à l'origine du remplissage quartzeux de fentes de tension. Des lits pélitiques gris verdâtre et des brèches à éléments dolomitiques peuvent y être associés.

Leur épaisseur n'excède jamais la dizaine de mètres. On connaît ces faciès en quelques points : au Sud-Est de Popolasca et au Sud de Castirla (Buttinacce), sur la route de Corte à Taverna *via* Ponte-Castirla; à l'Ouest de Caporalino (500 m à l'Est de Mazzola); au Sud-Ouest de Soveria (500 m Ouest de Colla a Posta); au Sud-Est de la Punta Bondomo (près de la cote 1 037).

• **Carnien.** On peut attribuer hypothétiquement à cet étage des cargneules jaunâtres, très développées en divers points : Nord-Est du sommet du Pinzalaccio, Sud et Sud-Est de Soveria, Sud-Ouest et Sud de Mazzola (des faciès analogues ont été regroupés cartographiquement avec le Trias « inférieur » détritique entre le cours moyen du Golo et l'Ouest de Ponte-Leccia). Ces roches vacuolaires doivent dériver de niveaux gypsifères, dont la plasticité expliquerait les considérables variations d'« épaisseur ». Le gypse originel n'a été observé en surface, sur quelques mètres, que dans une écaille coincée au Sud-Est du Monte a Supietra (Caporalino), mais on en aurait aussi rencontré lors du percement du tunnel de la voie ferrée sous le col de San-Quilico.

• **Norien.** De puissantes dolomies grises (de l'ordre de 100 m) à patine jaune brunâtre, souvent à imprégnations rougeâtres ou rousses, passent en continuité vers le haut au Rhétien daté. Leur litage n'est souvent pas très net, ces roches étant altérées en sables dolomitiques. Des lits cargneuliques témoignent de l'intercalation d'anciens lits évaporitiques.

La caractéristique de ces dolomies est de posséder des intercalations irrégulières de pélites, généralement violacées, parfois vert noirâtre ou jaunâtre, d'épaisseur décimétrique. La route nationale en donne une excellente coupe (en série renversée) à 300 m au Sud-Ouest de Bistuglio (cote 505). Des diffractogrammes effectués sur ces roches par G. Bardossy (Budapest) ont prouvé qu'il s'agit de résidus d'altération continentale ferralitique, transportés en milieu laguno-marin. L'association montre, dans l'ordre de fréquence décroissante : illite ( $\pm$  glauconie) - quartz - kaolinite - hématite - traces d'anatase.

Au sommet stratigraphique du Norien, dans la même coupe au Sud de Bistuglio, se place (*cf.* Ritsema, 1952) une intercalation décimétrique de tufs volcaniques verdâtres et violacés, à débris de dolomies. Le sentier du col d'Ominanda à Soveria recoupe des tufs sem-

blables, non loin de la cote 654. On connaît également (Ollé, 1981) des tufs rougeâtres dans le Norien de l'Orienda. C'est également à du Norien prépiémontais (passant à son sommet au Rhétien) que nous rapportons les dolomies à passées pélitiques colorées, situées au Sud-Est de Popolasca (Ollé, 1981) et au Sud de Castirla (au Sud de Sant'Angelo) au Nord-Est de Corte; comme aussi la mince lame coincée au Sud-Est de la cote 509 (Peru), entre serpentinites et Formation d'Erbajolo.

● **Rhétien.** Il est constitué, sur une épaisseur de 10-20 m, par des alternances de dolomies calcareuses jaunâtres, de calcaires bleutés ou bicolores (bleus et jaunâtres), de calcaires argileux en plaquettes claires. Des horizons oolitiques ou lumachelliques (encrines, lamellibranches) s'y intercalent, ainsi que des passées de pélites grises ou noirâtres.

On peut observer le Rhétien (renversé) à la suite du Norien sur la route nationale au Sud de Bistuglio. L. Dieulafait et D. Hollande (1875) puis E. Maury ont signalé en divers points *Avicula (Rhaetavicula) contorta*, qui caractérise le Rhétien. De plus, des faciès identiques à ceux des écaïlles cortenaises ont fourni des foraminifères et des spores du Rhétien, dans les écaïlles de Saint-Florent (Luch *et al.*, 1987).

l<sub>(2)</sub>. **Lias. Calcaires et dolomies.** On attribue à l'Hettangien des calcaires dolomitiques et dolomies, de couleur gris clair, en épaisses dalles. L'épaisseur totale en est d'environ 60 m sur la crête de la cote 684, au Nord du Monte Cecu.

Des calcaires bleutés en bancs, à lits de silex noirs (10 à 15 m sur la même crête) leur font suite. Puis viennent des calcaires finement détritiques à cassure sombre, chargés de matière organique, qui se débitent superficiellement en plaquettes claires. Tous ces termes sont attribuables au Sinémurien : des calcaires analogues ont fourni *Gryphaea cf. arcuata* et un ariétitidé dans le Monte Tuda, au Sud de Saint-Florent (Nebbio). Noter que, dans le chaînon de l'Orienda, au NNE de Piedigriggio, les dolomies attribuables à l'Hettangien ont été regroupées cartographiquement avec le Trias supérieur, lui-même à dominante dolomitique. La notation l<sub>(2)</sub> s'applique donc là seulement au « Sinémurien » calcaire.

l<sub>(1)</sub>. **Lias. Calcaires détritiques à blocs.** Ces assises, absentes sur le flanc oriental du pli du Pinzalaccio (? du fait du caractère transgressif des brèches de Bistuglio, attribuées au Dogger—Malm) forment la partie supérieure du Lias calcaire sur le flanc occidental de la même unité. Ce faciès envahit même la totalité du Lias calcaire de l'écaïlle de Corte (s.s.), d'autre part.

Dans cette dernière unité, le long du sentier suivant la rive gauche du Tavignano en direction du lac de Nino, on recoupe de puissants calcaires gris en plaquettes à laminites serrées, dans lesquels s'intercalent de place en place des brèches et microbrèches où dominent les éléments

de dolomie triasique, qui peuvent atteindre plusieurs mètres cubes. Vers le sommet de la série (renversée), non loin des brèches de Corbaghiola, les blocs de roches du socle et de Permo-Carbonifère semblent plus fréquents. On en rencontre aussi à la base apparente du Lias, au Nord-Ouest immédiat de la citadelle de Corte : ici, à côté de blocs de dolomies triasiques, sont insérées des « lentilles » décamétriques de Permo-Carbonifère rhyolitique gris-vert. L'une de ces « lentilles » se suit sur environ 100 m du Nord au Sud le long de la paroi ouest de la citadelle : elle peut représenter soit un olistolite soit le substratum direct du Lias bréchiq. De cette observation et aussi du fait que, le long du ruisseau de Trulana (Ouest de San-Pancrazio), le Lias calcaire à grands olistolites de Trias dolomitique est en contact apparemment normal avec des dolomies noriennes (Rhétien et Het-tangien manquent ici), on peut conclure au caractère « discordant » du Lias calcaire.

Dans l'unité du Pinzalaccio (flanc occidental), au-dessus de calcaires en plaquettes, le Lias est essentiellement formé de calcaires à fines laminites et microrhythmes, d'aspect gréseux, à petites encrines, mimant certains faciès éocènes. Il remanie un sable dolomitique résultant de la désagrégation de dolomies triasiques. Dans cette épaisse formation (200-300 m) s'insèrent, comme à l'Ouest de Corte, des niveaux à blocs arrondis de dolomies grises du Trias ou de calcaires massifs du Lias inférieur (certains mesurent plusieurs mètres cubes), ainsi que des barres de calcaires en dalles.

*jm-s.* **Jurassique moyen-supérieur détritique.** De puissantes brèches grossières, associées parfois à des grès, généralement sombres, et considérées autrefois comme de l'Éocène, ont pu être séparées de ce dernier, dans diverses unités prépiémontaises cortenaises : unité du Pinzalaccio (brèches de Bistuglio et du Pinzalaccio), écaille de Corte s.s. (brèches du Corbaghiola), écaille de l'Orienda à l'Ouest de Ponte-Leccia. Les faciès de ces diverses brèches rappellent en effet ceux des brèches de l'unité de Caporalino—Pedani, datées du Dogger—Malm. On doit cependant reconnaître que les brèches des écailles cortenaises, lorsqu'elles sont étirées, verdissent et ressemblent aux brèches du Crétacé supérieur autochtone ou à celles de la nappe de Santa-Lucia.

• **Brèches de Bistuglio.** Elles forment de grands affleurements au Sud et à l'Est de ce hameau. Au flanc oriental de l'anticlinal du Pinzalaccio, elles reposent, avec un contact concordant mais brutal, sur les calcaires microbréchiq. en plaquettes du Lias. Plus à l'Est, les brèches, localement couronnées par les calcaires du Malm (js), sont surmontées tectoniquement par les « roches vertes » ligures ; mais, plus au Sud (Sud-Ouest de Pecorellu), elles chevauchent ces dernières, à la suite de mouvements post-nappe.

Cette Formation de Bistuglio (Rieuf, 1980) est épaisse de plusieurs centaines de mètres. Elle est essentiellement constituée de brèches sombres, brun foncé à noirâtres, à éléments décimétriques à métriques empruntés au socle (schistes cristallins, granites, cornéennes, quartz),

souvent très étirés, dans une matrice gréseuse. Les blocs de « roches vertes » qu'on a estimé (Amaudric du Chaffaut, 1980) être inclus dans la Formation de Bistuglio — un cas a pu être observé sur la route à 750 m au Sud de ce hameau —, considérée comme d'âge crétacé supérieur, sont à nos yeux des copeaux tectoniques mylonitisés, en position tectonique supérieure, à relier à une synforme de « roches vertes » ligures située juste à l'Est.

Des grès grossiers, gris à noirs, avec des interlits pélitiques (« flysch ») s'intercalent parfois, surtout vers le haut de la formation. Un filon de roche basique orienté N60 (long de 6 m, large de 1,5 m) intersecte la brèche à l'Ouest de la cote 561, à l'Est de Bistuglio.

On peut attribuer à la même formation :

- le petit affleurement de brèches qui affleurent dans Corte même, face au lycée Paoli (conglomérat à éléments de socle, avec quelques petits blocs calcaires), au contact des calcaires du Malm ;
- les brèches et grès verdâtres (ceux-ci rappelant un peu le Conglomérat du Tomboni, Crétacé, de la nappe de Santa-Lucia), coincés dans la zone de failles N-S à l'Est de San-Quilico ;
- l'énorme décharge de blocs décimétriques, non roulés (essentiellement des cornéennes) qui repose en discordance sur les dolomies triasiques et sur les calcaires liasiques, sur la crête à 750 m au Nord-Ouest de San-Quilico (cote 691, Porni) ; des lits de calcaires détritiques, comparables à ceux qui, à la Cima Pedani (voir plus loin), ont été datés du Dogger—Malm, s'y intercalent.

● **Brèches du Pinzalaccio.** Sur le flanc occidental, déversé vers l'Ouest, de l'anticlinal du Pinzalaccio, aux assises les plus hautes du Lias (absentes sur le flanc oriental du pli), formées de calcaires à détritiques, succèdent des « schistes verts » qui résultent de l'étirement de brèches à éléments anciens. À une centaine de mètres au Sud du sommet 811, ce terme débute par un mince conglomérat à ciment vert et blocs de calcaires à encrines, empruntés au Lias sous-jacent (la série est renversée), ce qui garantit le caractère transgressif des brèches du Pinzalaccio. En contrebas de ce point, des blocs décimétriques de calcaires dolomitiques blancs, marmorisés, sont inclus dans ces brèches.

● **Brèches de Corbaghiola.** Parmi les trois termes désignés par E. Maury (1924) sous le nom de « schistes de Corte », celui qui se trouve géométriquement le plus bas et le plus à l'Ouest, correspond à des « schistes chloriteux ». Il s'agit en réalité de conglomérats verts à éléments de socle, étirés mais souvent reconnaissables. La présence de rares blocs calcaires (certains, à débris de socle, évoquent le Malm), parfois aplatis et mimant des intercalations, garantit l'âge post-liasique de la formation. Celle-ci a été attribuée au Crétacé supérieur, sur la feuille Venaco (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1985) mais, comme des calcaires de type Caporalino, attribuables au Malm, lui font suite (voir *infra*) au voisinage de la cote 1145, nous admettons que les brèches de Corbaghiola appartiennent au Dogger—Malm.

● **Brèches « supra-liasiques » de l'Orienda** (Ollé, 1981). Au Nord de Piedigriggio, ces brèches à détritiques de socle et de Permo-Carbonifère verdâtre, englobant des blocs de calcaires du Trias supérieur-Lias, sont incluses dans un ciment calcaire gris bleuté. Elles occupent le fond de replis synclinaux au Sud et au Sud-Ouest de la cote 566. Parfois très étirées, elles rappellent certains niveaux des brèches de Padule (Dogger-Malm de la Cima Pedani).

Une brèche beaucoup plus grossière se place plus au Nord, 2 km à l'Ouest de Ponte-Leccia. Elle ressemble à un paléo-éboulis, et surmonte des phyllades paléozoïques injectées de filons de microgranites rosés. Elle est en contact redressé avec la série carbonatée du Trias inférieur-Lias prépiémontais de l'Orienda. Cette brèche montre des blocs métriques de dolomies triasiques et de calcaires liasiques (?) à détritiques, dans une matrice de débris phylladiques noirs et un ciment parfois calcaire. Cette formation appartient probablement au Dogger-Malm inférieur.

À 1,5 km plus au Nord, la « brèche de Pastoreccia » (env. 50 m) peut représenter un équivalent de la formation précédente, sous un faciès différent. Cette brèche repose en discordance, à l'Ouest, sur des micaschistes sombres et, à l'Est, elle jouxte, probablement en transgression, le Trias dolomitique de l'Orienda. Elle englobe, dans une matrice parfois calcaireuse, pour l'essentiel des débris des micaschistes sous-jacents, avec des blocs dispersés de dolomies du Trias et de calcaires clairs, parfois à détritiques, d'aspect liasique (?). Au Sud de Pietralbello, des paquets isolés de tels calcaires apparaissent isolés au-dessus des micaschistes : ils ont été considérés comme des blocs que l'érosion aurait dégagés de la base de la « brèche de Pastoreccia ».

js. **Jurassique supérieur. Calcaires plus ou moins marmorisés.** On les trouve en petits lambeaux, dispersés entre Corte et le Sud de Bistuglio. Les calcaires blancs (quelques dizaines de mètres au plus), compacts, mal lités, sont identiques aux calcaires de Caporalino.

À 2,5 km au Nord-Est de Corte (Est de Santa-Marione), ils ont conservé leur position normale au-dessus des brèches grossières attribuables au Dogger-Malm (brèches de Bistuglio) : parfois chargés de détritiques ou de blocs de roches du « socle », ces calcaires montrent également des bandes siliceuses, comme les calcaires de San-Colombano (Malm supérieur) de Balagne. Plus au Sud, des paquets de calcaires du Malm reposent tectoniquement sur les « roches vertes » ligures : ainsi les calcaires marmorisés, à petits blocs de « socle », situés à 500 m au Nord-Est de la gare de Corte, sur la rive nord du Tavignano. Quant aux marbres blancs visibles à l'Est de la citadelle de Corte (place Saint-Marcel, entaille face au lycée Paoli,...), parfois à bandes siliceuses (ainsi au Sud-Est de l'église de l'Annonciation), ils sont probablement de même âge : ils occupent eux aussi le fond d'une synforme au-dessus des roches basiques ligures.

Dans l'écaille de Corte (s.s.), les brèches de Corbaghiola, attribuables au Dogger-Malm, sont couronnées (la série est renversée, ou sub-

verticale), à l'Ouest et au Sud de la cote 1 145, par quelques mètres de calcaires gris-bleu marmorisés, déjà notés par L. Ritsema (1952). Ceux-ci semblent passer progressivement aux brèches plus anciennes par des alternances. À leur sommet, les calcaires sont localement (Ouest de la cote 1 145) surmontés — la série est renversée — par des conglomérats verdâtres très étirés (2-3 m) de faciès « crétacé supérieur », très différents de l'Éocène autochtone voisin ; ils reposent en discordance, suivant un angle de 10-20°, sur la tranche des calcaires du Malm. C'est le seul point où l'on possède un indice sérieux de la présence de « Crétacé supérieur » dans les écailles prépiémontaises cortenaises.

e. **Éocène détritique.** Il ne subsiste que dans le secteur entre Soveria et Corte, où il occupe d'étroites bandes à valeur synclinale. En contact direct, initialement discordant, avec divers termes plus anciens (Malm à Trias supérieur), cet Éocène présente des faciès détritiques, comparables à ceux de l'Éocène parautochtone : essentiellement grès clairs, parfois arkosiques, de grain varié, parfois fins et feuilletés, passant à des pélites. Celles-ci sont à l'occasion calcareuses et généralement micacées. Le long du ruisseau de Tudigno, à 1 km au NNW de Bistuglio, l'Éocène repose sur les dolomies du Trias supérieur : il débute (Rieuf, 1980) par des conglomérats polygéniques (granites, rhyolites, roches carbonatées du Trias-Lias et galets de calcaires à *Nummulites gallensis* et *N. leupoldi*, dét. A. Blondeau, du Cuisien ou de la limite Cuisien-Lutétien inférieur). Ces conglomérats appartiennent donc logiquement à l'Éocène moyen-supérieur.

Le long de la route de Corte au col d'Ominanda, à l'Est de San-Pancrazio, l'Éocène est au contact de calcaires en plaquettes du Lias. Il est constitué à sa base (au Nord) par des grès admettant des bancs grossiers de couleur claire, passant à des conglomérats à éléments décimétriques (quartz, schistes) ; plus haut viennent des pélites grises micacées, dans lesquelles sont inclus des blocs métriques de dolomies triasiques et de calcaires « liasiques ». Ces « schistes à blocs » sont peut-être l'indice d'un écaillage survenu à l'Éocène supérieur au sein du domaine prépiémontais.

Dans la ville de Corte, on remarque des lames de roches attribuables à l'Éocène : grès schistosés le long de la route du Tavignano, à l'Ouest immédiat des prasinites ligures ; schistes gréseux plus ou moins conglomératiques le long de la Rampe des Zouaves. Au Sud-Est du cimetière de Corte, des grès clairs de grain varié, dénués de toute trace apparente de métamorphisme et de schistosité, reposent à plat sur des formations ligures (serpentinites, Formation d'Erbajolo) : il s'agit vraisemblablement d'Éocène prépiémontais, amené dans cette position par un écaillage post-nappe.

## UNITÉ PRÉPIÉMONTAISE DE CAPORALINO—PEDANI

Cette unité présente, malgré sa situation plus orientale (logiquement plus interne), un degré de tectonisation moindre que celui des unités prépiémontaises cortenaises, plus occidentales. Son étude est due à M. Rieuf (1980) au Sud et G. Rodriguez (1981) au Nord-Est.

### Socle

$\Upsilon_b^3$ . **Monzogranites leucocrates à biotite.** Ces roches ont été décrites plus haut à la rubrique « Plutonisme permo-carbonifère ».

*ipP.* **Ignimbrites calco-alkalines.** Sur le terrain, la série volcanique est reconnaissable par sa teinte verte, laissant ressortir la couleur grise des grains de quartz. Au microscope, on observe que les roches ont un fond vitreux à aspect fluidal chargé en phénocristaux de quartz, plagioclase et biotite. Le quartz, à morphologie en « doigts de gant », est prédominant ; le plagioclase, en cristaux automorphes hétérométriques, est généralement très altéré ; la biotite, en paillettes flexueuses ou à section subrectangulaire, est déstabilisée en chlorite ponctuée d'opaques.

Bien que ces roches aient été rapportées par G. Rodriguez (1981) à l'association alcaline U3, l'absence ou l'extrême rareté du feldspath potassique amène à penser qu'il s'agit plutôt d'ignimbrites calco-alkalines.

$\mu YP.$  **Microgranites alcalins.** Ils forment de véritables petits massifs allongés, parfois larges de plus de 100 m, comme celui qui affleure sur la route de Morosaglia au Nord-Ouest de Padule. Au microscope, on observe que ces roches sont formées de phénocristaux englobés dans une pâte microgrenue composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite. Les phénocristaux sont surtout composés de feldspath potassique perthitique subautomorphe et, plus rarement, de plagioclase.

### Couverture

*r.* **Permien volcanogène.** Affleurant à l'Ouest du massif de Pedani, il montre d'épaisses ignimbrites et pyroclastites verdâtres, que traversent des amas de microgranites blancs (phénocristaux de feldspaths alcalins perthitiques et de plagioclases dans un fond de quartz, + feldspath potassique, + plagioclases, + biotite), eux-mêmes recoupés par des filons de microgranites rouges, parfois associés à des « dolérites ».

*ti.* **Trias « inférieur » détritique.** Sur la route de Morosaglia, à l'Ouest de Bocca a Serna, les ignimbrites vertes du Permien sont surmontées par des arkoses et pélites vertes ou violettes (environ 20 m) en bancs décimétriques, puis par des quartzites blancs massifs (quelques mètres),



attribuables à du Trias. Les cargneules ocre (Carnien?) qui les suivent sur environ 15 m, précèdent les dolomies noriennes.

ts. **Trias supérieur (Norien ?). Dolomies.** Comme dans les écailles cortenaises, on peut attribuer au Norien d'épaisses dolomies grises ou crème, souvent tachées de rouge (« Sidérolithique » des anciens auteurs genevois). Elles sont en général massives et, quand le litage apparaît, les surfaces sont ondulées. Il s'agirait de dépôts de sebkhas, avec croûtes silicifiées et laminations d'origine probablement algaire.

On remarque de nombreuses intercalations décimétriques de pélites, verdâtres ou plus souvent violacées. Quelques échantillons ont montré à G. Bardossy (Budapest) l'association, par ordre d'importance décroissante : illite - kaolinite - hématite - quartz - anatase. Hématite et anatase sont caractéristiques d'une altération continentale ferrallitique.

G. Rodriguez (1981) signale aussi un niveau assez constant de dolomie rouge contenant des échardes d'une roche à texture microolithique (tuffite probable).

L'attribution au Norien découle de la position de cette formation sous le Rhétien daté, et de son analogie de faciès avec le Norien daté de l'unité prépiémontaise d'Arnasco—Castelbianco, dans les Alpes ligures.

19. **Trias supérieur (Rhétien). Calcaires et lumachelles.** Sur une épaisseur n'excédant pas 15 m, se succèdent des bancs de calcaires gris ou jaunâtres, séparés par des films ou des passées décimétriques à pluridécimétriques de pélites, rarement violacées et généralement grises ou noirâtres. L'une de ces dernières, à l'extrême base du Rhétien (le long de la route de la Casaluna), a fourni d'abondantes *Corollina*, microflore monospécifique du Norien—Rhétien. Les bancs calcaires revêtent des faciès variés : soit microgréseux et à débit en plaquettes, soit compacts et à oolites ovoïdes, soit lumachelliques, à débris de lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, échinodermes, foraminifères divers. Exceptionnellement, les calcaires sont microbréchiques.

Il s'agit de dépôts de milieu littoral peu profond, intertidal et infratidal. L'âge rhétien de ces niveaux très caractéristiques est connu depuis D. Hollande (1917) qui cite, à la Cima Pedani, *Terebratula gregaria* et *Avicula contorta*.

11. « **Hettangien** ». **Dolomies litées.** La route le long de la Casaluna recoupe des dolomies et calcaires dolomitiques gris, relativement clairs, en bancs verticaux pluridécimétriques à métriques, totalisant quelque 20-30 m. Les apports terrigènes y sont extrêmement faibles.

La dolomitisation n'étant pas totale, on peut reconnaître des faciès oomicrosparitiques (à oolites et gravelles), pelmicritiques (à gravelles et intraclastes) et dolomicrosparitiques, que G. Rodriguez (1981) interprète comme déposés en domaine intertidal et supratidal.

Des foraminifères du groupe *Glomospira-Glomospirella*, attribués à tort à l'Anisien (Gelmini et Mantovani, 1982), s'observent dans des bancs calcaires intercalés dans les dolomies « hettangiennes », sur la route au NNE du sommet Pedani.

l2-3. **Sinémurien. Calcaires lités.** Il n'est représenté que dans le massif de la Cima Pedani et dans sa prolongation méridionale vers Aïti. Ses faciès sont identiques à ceux du Lias inférieur des écailles de Corte et du Pinzalaccio. À la Punta Querceto (Aïti), ce Lias débute par des calcaires sombres, chargés de matière organique, à très fines laminites, se délitant superficiellement en petites plaquettes grises. Plus haut, ces calcaires deviennent gréseux et microbréchiques, avec des lentilles de brèches à éléments dolomitiques. Le long de la route de la Casaluna, où ce Lias calcaire mesure environ 50 m, de véritables bancs centi- à décimétriques de grès calcareux s'y intercalent.

Le long de la route Ponte-Leccia—Morosaglia, à l'Ouest du ravin de Quercioli, le Sinémurien est constitué essentiellement par une **brèche** (l2-3[1]) grossière (éléments carbonatés empruntés à l'« Hettangien », au Trias supérieur, plus rarement au Permien rhyolitique), dans laquelle s'intercalent plusieurs masses de calcaires en plaquettes, affectés de slumps et admettant des bancs décimétriques de grès calcareux et de microbrèches. Ce Lias bréchique repose ici directement sur les dolomies « hettangiennes », qu'il ravine.

Les calcaires sinémuriens se sont déposés dans un milieu calme, relativement profond, permettant le glissement périodique de boues consolidées sur des talus dus au jeu de failles actives.

**Jurassique moyen et supérieur.** Cet ensemble détritique présente de rapides variations de faciès, latéralement et verticalement. Les termes apparemment les plus anciens se trouvent au Nord-Est, sur le flanc occidental de la Cima Pedani (*jm1* à *jm3* : complexe de Padule); les plus récents leur succèdent plus à l'Ouest, sur la rive gauche de la Casaluna et surtout dans la partie septentrionale de l'unité de Caporalino (*jm4* à *jm6* : complexe de Francardo—Setonia).

*jm1. Calcaires à débris de socle.* Ce terme surmonte en légère discordance les calcaires en plaquettes du Lias inférieur, à l'Ouest de la Cima Pedani. Il s'agit d'une barre de calcaires gris-bleu (biosparites et biomicrites à débris) à lits de spongolites sombres, avec des lentilles de conglomérats à éléments de calcaires et de roches du socle, dans un ciment calcaréo-siliceux. Le faciès est très variable latéralement. La présence de *Protopeneroptis striata*, *Planiinvoluta carinata*, *Trocholina* sp. (forme basse apparaissant au Dogger, selon B. Peybernès) garantit l'âge Dogger—Malm de ces calcaires.

*jm2. Conglomérats à blocs calcaires et dolomitiques.* Entre les blocs, de taille décamétrique et presque jointifs, se trouve une matrice gréso-microbréchique, de teinte gris-bleu à gris blanchâtre.

**jm3. Brèches de Padule.** Elles passent en parfaite continuité vers le haut aux brèches de Francardo (*jm4*) ainsi que, vers le bas, au conglomérat *jm2*. Il s'agit d'un ensemble vert foncé, longtemps tenu pour crétacé supérieur, de brèches chaotiques à éléments anguleux de roches du socle (micaschistes, cornéennes, granites, ignimbrites permienes), décimétriques à métriques, englobant des fragments de calcaires des niveaux *jm1* et *jm2*. Ces brèches alternent avec des arkoses grossières à débris de même nature que les brèches, parfois cimentées par un calcaire gréseux clair. Ces brèches de Padule reposent à l'Ouest directement sur le Permien rhyolitique.

Une dizaine de petits affleurements de laves, sills et filons d'une **roche volcanique** ( $\beta$ ) vert noirâtre recourent les niveaux *jm2* et *jm3*, entre le Sud de Canavaggia et le Nord-Est de Padule (Rodríguez, 1981). On rencontre ces mêmes roches à l'état de débris dans les brèches. Il s'agit de roches effusives et hypabyssales, basaltes, ferrobasaltes, andésites et dacites qui présentent des caractères de tholéiites continentales (M. Ohnenstetter, inédit). Ces roches sont affectées par deux métamorphismes : l'un hydrothermal, l'autre à phengite-stilpnomélane-épidote-sphène. Ce magmatisme tholéiitique de la marge prépiémontaise est subcontemporain du magmatisme océanique du proche océan ligure.

**jm4. Brèches de Francardo.** Elles ont la même composition pétrographique que les arkoses de Setonia, et ne comportent pas d'éléments calcaires. Au Nord-Est de Francardo, où leur épaisseur n'est que de quelques mètres, elles s'adosent à un paléorelief granitique, rubéfié à son sommet. Ces brèches s'épaississent très rapidement vers l'Est (jusqu'à 300 m dans la zone d'Acqua Gelata), pour disparaître à l'Est d'une ligne Punta Querceto—Canavaggia. Ainsi les brèches de Francardo remplissent-elles un fossé grossièrement N-S.

**jm5. Arkoses de Setonia** (0 à 200 m). Parmi ces arénites feldspathiques, relativement pauvres en quartz, certaines sont grossières et riches en débris rhyolitiques, de couleur beige à rouge ponctuée de brun; d'autres niveaux, plus fins et mal triés, sont riches en micas détritiques, qui donnent une teinte gris-bleu ou noirâtre à la roche. Dans ces couches, dont l'épaisseur varie de 10 cm à plusieurs mètres, le granoclassement est rarement observable. Des passées de brèches s'y intercalent sporadiquement.

À l'Ouest d'Aïti, ces arkoses reposent directement, avec de minces conglomérats de base, sur le Lias calcaire de la Punta Querceto et, 1 km au Sud, à l'Est de la Cima di l'Orzale, sur des micaschistes qui doivent en former le substratum.

Au voisinage de la Punta di Cappizolo, des intercalations arkosiques et bréchiques à ciment calcaire, situées près du sommet des arkoses de Setonia, ont montré des *Protopenneroplis striata* (Dog-

ger—Malm). Enfin, l'extrême sommet de ce terme est marqué par l'apparition de pélites noires.

*jm6*. **Calcaires à lits siliceux** (de 1 à 50 m). Cet ensemble débute par des calcaires gréseux et pseudoolitiques massifs et de teinte sombre, à débris d'échinodermes, *Protopenneroplis striata*, trocholines,... Ces roches sont formées de débris lithiques (analogues à ceux de *jm4* et *jm5*), de pellets, d'oolites calcaires ou silicifiées, dans un ciment sparitique ou micritique. Progressivement s'intercalent des lits siliceux noirs (spongolites) en bancs décimétriques. La partie supérieure de cette succession ne comporte plus que de minces bancs siliceux, avec de fins interlits péliques.

*js*. **Jurassique supérieur (Oxfordien—Kimméridgien). Calcaires de Caporalino**. Cette formation repose en discordance légère sur divers termes du Dogger—Malm inférieur et jusque sur leur substratum (granites et cornéennes) du côté ouest, entre le Sud de Caporalino et le Sud-Est de Francardo : ici, les calcaires de Caporalino font suite à un niveau de conglomérats (0-20 m) à éléments granitiques dominants, dont le ciment, gréseux à la base, devient calcaire au sommet. Localement, les niveaux sous ces conglomérats sont rubéfiés (Sud-Est de Sticulaccie); ailleurs, des enduits ferrugineux mamelonnés (Grotta) marquent la base des calcaires. Les calcaires de Caporalino (0-100 m), de cassure gris clair et de patine blanchâtre, sont massifs ou grossièrement lités. Ils englobent par places des fragments de roches du socle. À la base, ils sont chargés de détritiques et de débris d'échinodermes, mais l'essentiel de la barre est formé de calcaires pseudoolitiques. À leur partie supérieure, ils prennent un faciès de micrite chargée de débris organiques. Parfois ces roches présentent une teinte rose, qui a permis d'évoquer le « marbre de Guillestre » du Briançonnais.

Les calcaires de Caporalino, dont l'âge avait été très discuté (Éocène, « Infralias », Turonien, « Infracrétacé »), ont montré des organismes variés : gastéropodes, parmi lesquels des nérinées (Di Stefani, 1892-1893); lamellibranches dont des rudistes (« *Diceras* »); débris de spongiaires, d'échinodermes, de bryozoaires; algues (solénopores et clypéines); foraminifères benthiques (*Protopenneroplis*, trocholines, nautiloculines,...). En outre, à la partie supérieure, les calcaires peuvent être silicifiés sur plusieurs mètres d'épaisseur : à 300 m au Nord-Est de la Cima al Cucco, des coraux, eux-mêmes silicifiés, permettent de dater l'Oxfordien supérieur—Kimméridgien inférieur (Beauvais et Rieuf, 1981) : *Cladophyllia dichotoma*, *Stylina micromammata*, *Stylohelia coalescens*, *Aplosmilia crassa*, etc. Le milieu était peu profond et calme.

Enfin, à la partie supérieure des calcaires, des alvéoles ou des fentes sont remplies de calcaires micritiques, soit verts et jaunes, soit rouges. Ces faciès pélagiques ont montré des embryons d'ammonites et des coprolites de crustacés (*Favreina salevensis*, *Protocoprolithus centripetus*, *Helicerina* sp. ?) à cachet jurassique terminal. Des galets de calcaires de faciès analogues, insérés dans le Crétacé supérieur de

Sant'Angelo, ont révélé des calpionelles berriasiennes (*Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *Crassicollaria* cf. *parvula*)\*.

**cs. Crétacé supérieur (Sénonien). Conglomérats.** La formation affleure (De Booy, 1954) dans la partie occidentale de l'unité de Caporalino. À sa base, des conglomérats (de quelques centimètres à 40 m), à galets arrondis et de taille pluridécimétrique relativement constante (sauf à l'extrême base), remplissent des dépressions creusées dans le substratum jurassique, constitué généralement par les calcaires de Caporalino. Les galets sont surtout tirés de ce calcaire, mais il s'y ajoute de plus petits éléments de granite et de Cristallophyllien (qui peuvent provenir du remaniement des galets du Jurassique détritique sous-jacent).

Au sommet, les conglomérats s'indentent avec des **marnes** (CS(1)) noirâtres ou grisâtres, à patine claire, d'abord gréseuses puis fortement calcareuses. Riches en spicules de spongiaires, ces marnes montrent des *Globotruncana*. J. Magné (in Rieuf, 1980) a caractérisé le Sénonien supérieur à *G. tricarinata*, *G. bulloides*, *G. gr. stuarti-stuartiformis*, *G. rosetta* (ou *citae*), *G. elevata*, des hedbergelles et des radiolaires. J. Sigal (in Amaudric du Chaffaut, 1980) a déterminé de son côté des formes du Sénonien inférieur : *G. gr. sigali*, *G. gr. marginata*, *G. gr. fornicata*.

Les assises du Sénonien sont aisément analysables au Nord de la gare de Caporalino (Omessa), sur le flanc est du Monte a Supietra. De puissants conglomérats (jusqu'à 50 m) sont ici formés par des éléments anguleux de cornéennes paléozoïques (formation sur laquelle ils reposent directement, plus au Sud); des blocs de calcaires jurassiques sont dispersés dans cet agglomérat. L'ancienne tour gênoise de Caporalino (Sud de la cote 456) est bâtie sur un de ces blocs, de plus de 500 m<sup>3</sup>. Au niveau du pont de Caporalino sur le Sumano, les conglomérats passent vers le haut à des marnes gréseuses à spicules et à *Globotruncana*. Sur la rive orientale de ce dernier ruisseau, des conglomérats, composés essentiellement de galets rhyolitiques, ont été attribués également au Crétacé supérieur (?).

**ei. Paléocène supérieur—Éocène inférieur. Calcaires et conglomérats.** La « Formation de Canale », dont l'épaisseur peut dépasser 50 m, affleure à 800 m à l'Ouest de Lano. Il s'agit de calcaires gréseux d'âge paléocène, séparés en plusieurs masses par des niveaux conglomératiques. Au flanc de la cote 896, les barres calcaires ont glissé au sein des conglomérats et sont disloquées. Au Nord du ravin de Canale, les calcaires paléocènes peuvent englober des galets et, inversement, les conglomérats ont un ciment calcaire.

\* Note ajoutée en cours d'impression. Un exemplaire de *Lithoceras* rubéfié (« ammonitico rosso »), en cours de détermination, vient d'être trouvé dans un calcaire micritique de type Caporalino, immédiatement au Sud-Est de Francardo (x = 567,500; y = 234,725; z = 405).

Le Paléocène repose en discordance sur les arkoses du Dogger—Malm. Il est lui-même raviné, par endroits profondément, par les conglomérats formant la base du flysch éocène de Tonda. Ses calcaires sont très riches en mélobésiées, en place dans la première barre (« récif à lithothamniées »), fragmentées et accompagnées de pellets dans la deuxième barre. Quant aux galets des conglomérats intercalaires, ils sont empruntés au substratum jurassique détritique (grès et galets de socle « recyclés »), ainsi qu'au Sénonien marno-calcaire.

Les calcaires sont datés par des algues (*Parachaetetes asvapatii*, *Distichoplax biserialis*) et divers grands foraminifères, déterminés par G. Bignot (Paris) : abondantes discocyclines (à la base), miliolidés dont *Idalina* cf. *sinjarica*, *Miscellanea* (?), *Planorbulina cretae*, *Coskinolina* cf. *liburnica*, *Glomalveolina* (ou *Lacazinella*), *Operculina* sp. Cette association indique le Paléocène supérieur (« Thanétien ») ou l'Éocène inférieur (Ilerdien).

À l'Est de la Punta Querceto (Aïti), des calcaires gréseux (1 m) à pellets, probablement paléocènes, avec des rotalidés du même type qu'à Canale, reposent par l'intermédiaire de conglomérats polygéniques sur le Lias calcaire et sont surmontés par les grès éocènes de la Formation de Tonda.

*em-s.* **Éocène moyen-supérieur détritique. Flysch gréseux.** Il repose en nette discordance sur divers termes plus anciens (Paléocène—Éocène inférieur, Crétacé supérieur, Dogger—Malm) et jusque sur le Lias inférieur, au Nord-Ouest d'Aïti.

Il débute par des *conglomérats* (0 à 50 m) avec abondants galets de roches du socle (granites en particulier), blocs de calcaire du Malm et paquets de marnes du Crétacé supérieur, dans une matrice gréseuse ayant livré quelques nummulites, probablement remaniées (des galets de calcaires à nummulites ont été découverts à Canale, à l'Ouest de Lano). Ces conglomérats fossilisent une paléomorphologie très contrastée (dépressions karstiques dans le Jurassique, paléofalaises). À la Cima a l'Orzale, ils sont particulièrement grossiers et épais ; à la Punta di Pruno, le sommet des grès jurassiques est recouvert d'un sol rouge à fentes de dessiccation, le premier niveau de brèche éocène ayant une matrice de même couleur.

Un niveau de *marnes pélitiques ou gréseuses* (0-20 m) apparaît de loin en loin, surtout à la partie orientale de l'unité de Caporalino. Ces marnes à foraminifères planctoniques surmontent les conglomérats précédents (Cima a l'Orzale) ou arrivent directement sur le Crétacé supérieur, voire le Jurassique, des lits microconglomératiques en marquant cependant alors la base. Elles ont montré (dét. J. Magné) des *Morozovella* du Lutétien inférieur-moyen (*M. spinulosa*, *M. cf. bullbrookii*), des *Turborotalia* (*T. cf. centralis*) et des débris d'oursins de type *Spatangus*. À Canale (Ouest de Lano), un niveau gréso-pélitique équivalent a livré *Nummulites* cf. *millecaput* et *N. sp.*, caractérisant la limite Lutétien inférieur—Lutétien moyen.

Au-dessus vient en continuité le *flysch gréseux de Tonda*, de couleur gris clair à beige, dont l'épaisseur peut atteindre 300 m. Les bancs, très nets, dont l'épaisseur varie de 1 à 5 m, sont généralement granoclassés, avec des figures de charge à leur base : ils se terminent par un intervalle pélitique brunâtre ou noir, avec des figures de fluage et des bioturbations. Les grès, quartzeux, contiennent aussi des feldspaths, micas noirs, micas blancs et grains lithiques empruntés au socle, au Permien et aux calcaires jurassiques. Des horizons plus grossiers ont été notés : grès grossiers à galets de quartz et de granite (Ouest de Monti-Rossi) ; blocs de calcaires jurassiques et de marnocalcaires créacés, provenant du voisinage, dans une matrice grésopélitique déformée hydrodynamiquement (Cima al Cucco). Enfin, à l'Est de la Punta di l'Ernella, des lentilles conglomératiques montrent des galets de calcaires à nummulites (cet horizon se situe aux trois quarts supérieurs du *flysch* de Tonda) : A. Blondeau (*in* Rieuf, 1980) y a déterminé des faunes du Cuisien (*Assilina spira*, *A. cf. laxispira major*, *Nummulites partschi*), du Lutétien inférieur (*N. cf. laevigatus*), du sommet du Lutétien moyen (*N. millecaput* de petite taille, *N. sordensis*, *N. cf. aturicus*, *N. cf. brongniarti*, *N. cf. carpentieri*, *Assilina exponens*).

Le long de la route nationale au Sud de Caporalino, entre les cotes 377 et 419, des conglomérats à galets de granites et de roches métamorphiques dans une matrice arkosique claire, ont été considérés, sans certitude, comme éocènes, du fait de l'intercalation de bancs gréseux.

## NAPPE DE SANTA-LUCIA

### Socle

Ce chapitre a été rédigé d'après G. Libourel (1985).

La nappe alpine de Santa-Lucia-di-Mercurio, composée d'un socle ancien et d'une couverture créacée discordante à matériel essentiellement détritique, est généralement considérée, sur la base des reconstitutions paléogéographiques alpines, comme d'origine externe (= occidentale) par rapport au domaine ophiolitique des schistes lustrés.

Le socle ancien y est composite. Il comprend, dans sa partie orientale, un ensemble d'épaisseur kilométrique, constitué d'une intrusion basique stratifiée dans laquelle s'intercalent, à différents niveaux, des paragneiss granulitiques, interprétés comme l'encaissant de cette intrusion. Des serpentinites, révélant les restes d'une association péridotites-pyroxénites mantelliennes, se placent à l'extrême base de cette pile cristalline. Constituant le « complexe de Santa-Lucia », ces trois ensembles lithologiques, verticalisés et d'orientation globalement N140, sont recoupés à l'Ouest par des granodiorites à amphibole et biotite, rapportables aux granodiorites à grain moyen de la série calco-alcaline de Corse centrale.

## Le corps ultramafique

$\pi^{1-2}$ . **Lherzolites et pyroxénites serpentinisées.** L. Ritsema (1952) est le premier à avoir mentionné, au sein même de la nappe de Santa-Lucia, l'existence de « lentilles de serpentinites » qu'il assimilait aux ophiolites des schistes lustrés. Le problème de leur nature et de leur appartenance fut posé par M. Durand-Delga (1972) : « S'agit-il d'ophiolites jurassiques charriées sur l'autochtone puis engagées sous le charriage ultérieur de la nappe de Santa-Lucia ? Ou bien plutôt d'anciennes ultramafites associées au socle corse anté-hercynien ? »

La plupart de ces ultramafites sont sans grand intérêt pétrographique puisqu'elles sont le plus souvent intensément tectonisées et presque entièrement serpentinisées. Seules certaines zones, Capo-a-l'Olive au Nord du lieu-dit Leccia-di-Silichelle et quelques lambeaux situés à l'Ouest de la Punta di Caspiaio, sont épargnés par la tectonique et le métamorphisme et permettent d'échantillonner des roches où l'on reconnaît des lherzolites, très fortement serpentinisées, alternant avec des pyroxénites, les litages pouvant être observés sur des épaisseurs allant jusqu'à 6 m.

À la différence de ces péridotites, les pyroxénites sont plus variées et peuvent être globalement subdivisées en deux types principaux. Fondée sur l'épaisseur des lits, cette subdivision correspond également à des modifications minéralogiques notables, qui restent cependant inscrites dans le champ de composition des webstérites.

L'originalité de ce complexe ultramafique réside dans le fait que les premiers stades de déformation-recristallisation, c'est-à-dire les plus anciens actuellement reconnaissables, matérialisent une longue évolution typiquement mantellique (déformation plastique affectant un matériel équilibré dans le domaine des lherzolites à spinelle). Les derniers stades montrent, au contraire, un changement radical du style de déformation (texture ultramylonitique) et des paragenèses (apparition de l'amphibole et cristallisation d'assemblages à olivine et plagioclase) qui traduisent une fin d'évolution dans des conditions de pression et de température moins rigoureuses.

Le corps ultramafique de Santa-Lucia peut être classé à part entière dans les massifs de péridotites de « type alpin ». Par ailleurs, l'association de cet ensemble lherzolite à spinelle-webstérite avec un complexe catazonal (paragneiss granulitique + intrusion basique stratifiée) semble, comme le suggèrent A. Nicolas et E.D. Jackson (1972), caractéristique du domaine des « péridotites de Méditerranée occidentale » et permet de tenter une corrélation avec les associations de même type connues dans les Alpes internes (Balmuccia, par exemple).

Une diorite du complexe de Santa-Lucia a été datée autour de 270 Ma (Menot *et al.*, 1992).



## L'intrusion mafique stratifiée

Les différents termes gabbroïques *s.l.* occupent la quasi-totalité du secteur sud-oriental du socle de la nappe de Santa-Lucia, au Sud d'une ligne passant par le Monte Tomboni, le Monte Murato et la Punta di Chilgo.

Ce massif est subdivisé en deux entités, correspondant à deux piles cristallines globalement analogues, qui attestent du redoublement tectonique postmagmatique de cette intrusion, lors de sa remontée dans les niveaux « structuraux » supérieurs. L'ensemble oriental, situé à l'Est de l'accident principal de Mandriola et s'individualisant jusqu'à la zone méridienne d'écaillages alpins de Castellare-di-Mercurio, est en général, du fait de sa position à proximité du contact de base de la nappe de Santa-Lucia, fortement affecté par les phases tectonométamorphiques alpines. Par contre, l'ensemble occidental, à l'Ouest de l'accident principal (Capo-a-l'Olive, Mandriola, Leccia-di-Silichelle), mieux préservé des événements alpins, se prête relativement mieux à l'étude pétrographique. L'échantillonnage et l'essentiel des observations ont donc préférentiellement été effectués dans ce secteur.

Le massif gabbroïque proprement dit s'individualise sur une bande de 1 300 m environ d'extension latérale. Limité au Nord par la couverture discordante du Conglomérat du Tomboni sous lequel il s'enfonce, il est recoupé à l'Ouest par la masse des granitoïdes hercyniens, constituant la partie la plus occidentale du socle de la nappe de Santa-Lucia.

De prime abord, le trait saillant du massif de Santa-Lucia réside dans la grande diversité pétrographique, minéralogique et texturale de son matériel finement grenu : généralement gabbroïque, on y rencontre aussi des variétés ultramafiques et des termes plus différenciés de nature dioritique. Cela dit, à côté de sa nature basique, la particularité la plus évidente du massif tient, quand même, à l'aspect rubané de la majeure partie du matériel ; ce n'est que localement (gabbro-norites et diorites) qu'apparaissent des faciès plus équants, qui ne présentent que rarement des caractères d'accumulation. L'omniprésence et l'abondance de l'amphibole constitue, en outre, un trait complémentaire et original de ce massif gabbroïque. Enfin, la présence de « septa » ou de véritables intercalations de paragneiss granulitiques, interprétés comme ayant formé l'encaissant du massif, de même que l'existence de bordures figées développées à leur contact, soulignent le caractère profond de la mise en place et de la cristallisation de cette série magmatique.

*g*ζ ; *M*ζ. **Paragneiss granulitiques (kinzigites) ; gneiss migmatitiques.** L'existence de « gneiss à grenat » à caractère très métamorphique (faciès de granulites d'Eskola) a été signalée par L. Ritsema (1952). Les principaux gisements de ces roches sont concentrés sur le flanc sud du Monte Tomboni, les roches les plus saines ayant été rencontrées à la cote 500 dans le ravin de Pedimaio.

Ces roches, à grain très fin, sont en général pétries de petits grenats brun rosé (2 à 3 mm en moyenne, mais pouvant exceptionnellement atteindre 1,5 cm), bien observables sur les surfaces soumises à l'altération météorique. Par places et de façon très localisée, apparaissent des passées anatectiques ( $M\zeta$ ) sous forme de mobilisats quartzofeldspathiques, soit en amas centimétriques, soit sous forme de petites veines. Ces paragneiss se caractérisent également par l'existence d'une foliation, parallèle aux alternances quartzofeldspathiques et ferromagnésiennes, et concordante avec la foliation et les litages magmatiques de l'intrusion gabbroïque. Enfin, le graphite est aisément reconnaissable dans ces gneiss sur le terrain. Aucun silicate d'alumine n'a pu être mis en évidence dans ces paragneiss, ne serait-ce qu'à l'état relictuel ou d'inclusion dans les grenats : cette absence totale constitue le premier caractère distinctif de ces roches.

$\theta^3$ . **Hornblendites, mélagabbros, gabbros lités.** En proportion volumétrique faible dans cette série (15 à 20 m), les **hornblendites** n'apparaissent que très localement. Elles affleurent admirablement dans le ruisseau de Santa-Lucia au Nord du lieu-dit Capo-a-l'Olive, 200 m en amont du confluent du ruisseau descendant du Monte Tomboni. On les trouve également à l'affleurement sur le champ de tir de Campettine, immédiatement à l'Ouest de la cote 495 du ruisseau de Ballicone. Dans la bande de socle, fortement tectonisé, chevauchant l'unité de Caporalino, elles apparaissent aussi au Sud du lieu-dit Borsolacce sur la route D 41, 100 m à l'Ouest du Conglomérat du Tomboni. Ces hornblendites se cantonnent donc à l'extrême base de la nappe de Santa-Lucia, juste au-dessus des serpentinites dont elles sont toujours séparées par un réseau d'accidents.

De teinte très sombre à noire, ces roches à forte densité sont facilement identifiables par leur aspect massif et homogène. À l'affleurement, malgré une légère fabrique planaire matérialisée par l'orientation des amphiboles millimétriques, ces roches ne montrent pas de structures rubanées nettes : seuls quelques pyroxènes sont identifiables à côté de l'amphibole, dont l'abondance constitue le premier caractère distinctif de ces roches.

La série litée se poursuit par un ensemble peu puissant, composé de **mélagabbros** riches en amphibole, qui présentent un litage résultant de divers types de cumulats qui ne sont plus exclusivement ferromagnésiens. L'augmentation des teneurs en plagioclase constitue d'ailleurs un des caractères distinctifs des mélagabbros.

Définies essentiellement sur des critères pétrographiques microscopiques, ces roches sont difficilement reconnaissables sur le terrain.

Ces mélagabbros ont pu être échantillonnés dans les mêmes secteurs que les cumulats hornblenditiques. Toutefois, malgré les effets de la rétro-morphose alpine, on semble retrouver ces mêmes roches à 400 m au Sud-Ouest de Castellare-di-Mercurio, sous les gabbros lités. Elles ne sont pas ici associées aux hornblendites : le rétroécailage intense (d'âge alpin) affectant cette région en est sûrement responsable. Ces

roches de teinte sombre montrent à l'affleurement des structures rubanées centimétriques.

En raison de la discontinuité des conditions d'affleurement, l'observation s'est limitée à quelques constatations : il apparaît, par comparaison avec les cumulats « précoces », que ces roches sont enrichies en plagioclase ; néanmoins, l'amphibole est toujours prédominante. La taille des minéraux reste millimétrique à inframillimétrique, exception faite de quelques amphiboles mieux développées (3 à 4 mm max.), d'allure poëcilitique. Enfin, le litage du matériel est pour l'essentiel dû aux variations de la quantité de plagioclase. Les lits leucocrates, liés à de plus fortes proportions en plagioclase, restent malgré tout discrets.

Les ***gabbros lités*** se caractérisent par un litage magmatique intense, donnant lieu à divers cumulats, à première vue hétéroclites. De nature minéralogique variable, ils sont à la fois ferromagnésiens et feldspathiques ; ils présentent toujours le plagioclase et/ou le clinopyroxène comme phase cumulus. L'amphibole, omniprésente, est toujours abondante.

θ<sup>2</sup>. **Gabbro-norites.** Faisant suite aux gabbros lités, cette unité, homogène et monotone, se caractérise par l'apparition de l'orthopyroxène et la diminution concomitante de la proportion des amphiboles. Disloquées en plusieurs ensembles, ces roches gabbro-noritiques constituent le type pétrographique le plus important en volume de cette série litée.

Avec une épaisseur moyenne de 600 à 700 m, ces gabbro-norites affleurent dans la partie est de la nappe de Santa-Lucia, à la Punta di Chilgo et ses alentours, au Monte Murato et à l'Ouest de ce point aux environs du lieu-dit Marsa. Altérées et broyées, les roches de ces affleurements ne peuvent le plus souvent pas être étudiées. Dans la partie occidentale, mieux conservée, les gabbro-norites se laissent suivre suivant une large bande s'allongeant des flancs du Monte Tomboni, sous lesquels ils disparaissent, jusqu'à l'Est de la Punta a u Zibbo.

À l'affleurement, ces roches gabbro-noritiques présentent une foliation plus ou moins marquée qui reste toujours parallèle à la zonation générale de cette série (N140, N150). Liée à une phase de la déformation postmagmatique, cette foliation confère à ces roches une texture de flaser-gabbro qui permet de les distinguer aisément. Ce matériel gabbroïque est, sur le terrain, mésocrate, relativement homogène et contraste avec la nature litée des termes précédents. De telles associations, composées en moyenne par plagioclase, + clinopyroxène, ± amphibole, + orthopyroxène, ± biotite, ± opaques, ± quartz, suffisent à définir ces roches comme gabbro-norites.

Les ***norites de Belli-Piani*** constituent un ensemble qui n'affleure que très localement. Son épaisseur n'excède jamais la vingtaine de

mètres. Il s'individualise au NNW de Belli-Piani, dans le talweg montant vers la ligne de crête joignant le Monte Tomboni à la Cima Incalcinata. S'agençant en une bande étroite hectométrique, ces norites, par leur orientation N140-N150, possèdent la zonation générale de la série litée.

Ces roches ne peuvent être que médiocrement observées en raison de leur étendue limitée à l'affleurement. Encadrées par les diorites qu'elles précèdent et par les gabbro-norites auxquels elles font suite, ces norites sont affectées d'un litage centimétrique à décimétrique dont la finesse rappelle celle des gabbros lités.

Sombres à l'affleurement, ces norites litées s'avèrent plus riches en amphibole que les termes gabbro-noritiques antérieurs. À côté de l'amphibole, l'orthopyroxène de même taille constitue l'autre phase ferromagnésienne dont la variation quantitative semble être inversement proportionnelle à celle de l'amphibole.

7a. **Diorites à amphibole.** Dans le secteur oriental de la nappe de Santa-Lucia, les diorites affleurent sur le flanc ouest de la ligne de crête joignant la Punta di Chilgo à la Punta di Frassi.

En très mauvais état de conservation dans cette partie orientale (affectée par les métamorphisme et rétroécailage alpins), ce matériel se retrouve ailleurs, juxtaposé aux norites de Belli-Piani et plus généralement à l'ensemble gabbro-noritique occidental. Là, cette unité s'agence en une large bande qui court de la Bocca di Civiotti sur les flancs du Monte Tomboni jusqu'au-delà de la Punta a u Zibbo plus au Sud. Cette bande dioritique est limitée à l'Ouest par les granites hercyniens qui « biseautent » cette unité au lieu-dit Insu. Ce n'est que très localement que ces diorites sont en contact avec des roches migmatitiques très déformées qui sont à leur tour recoupées par les granites. En prolongeant cette zone allongée au-delà du Conglomérat du Tomboni sous lequel elles s'enfoncent, ces diorites réapparaissent au Nord aux environs de la Punta Tucoli, à l'Ouest de la chapelle de San-Rocco (route de San-Quilico à Tralonca).

Bien individualisée sur 350 à 400 m d'épaisseur, cette unité constitue le terme ultime de la série litée de Santa-Lucia. Dans la partie occidentale mieux conservée, cette unité d'orientation N140-N150 s'intègre parfaitement à la zonation générale de la série.

De teinte généralement plus claire que les norites auxquelles elles font suite, ces diorites se caractérisent par des textures bien grenues. Cette couleur claire, liée d'une part à la disparition des pyroxènes qui assombrissaient les unités précédentes, et d'autre part à la relative abondance du plagioclase, tire néanmoins sur le vert en réponse au changement de teinte des amphiboles. Noires et sombres dans les ensembles antérieurs, elles se teintent en vert foncé dans cette unité. À l'affleurement, la fabrique planaire qu'acquiescent ces roches est imputable à l'anisométrie et à la bonne orientation des cristaux d'am-

phibole plus ou moins aciculaires, et de plagioclase en baguettes parfois automorphes.

Spécifiques par bien des aspects, tels que précocité de cristallisation des phases opaques, disparition des pyroxènes, tendance à l'homogénéisation compositionnelle malgré quelques récurrences cumulatives, ces diorites à amphibole achèvent la série litée de Santa-Lucia.

**Σ. Complexe de Santa-Lucia indifférencié.** Les formations cartographiées sous cette rubrique affleurent dans la partie nord du complexe de Santa-Lucia s.s. Ce sont des formations très déformées et affleurant mal, sur lesquelles aucune distinction qualitative n'a été effectuée et qui peuvent être constituées indifféremment de fragments du complexe basique de Santa-Lucia et/ou de granitoïdes carbonifères.

**Υ. Granites et granodiorites indifférenciés.** Les granitoïdes qui appartiennent au socle de la nappe de Santa-Lucia ont été représentés sous le seul symbole Υ. C'est un ensemble granitique qui a été très affecté par l'orogénèse alpine qui a induit une rétro-morphose quasi générale dans le faciès schistes verts, accompagnant une déformation cataclastique à mylonitique. Cependant, dans certains secteurs, comme par exemple aux environs de Punta Auli à l'Est du col de San-Quilico, affleurent des granodiorites à amphibole et biotite, renfermant des enclaves sombres centi- à décimétriques, identiques à celles connues à l'Ouest dans le batholite occidental. Des termes monzogranitiques et/ou monzogranitiques leucocrates ont été identifiés par M. Rieuf (1980) le long de la voie ferrée à l'Est de Bistiglio.

### Couverture

**cs7. Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien?). Conglomérat du Tomboni.** Il s'agit d'une brèche grossière d'écroulement, dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de 500 m, et dont la couleur verdâtre est due à la chloritisation « alpine ». Par étirement, les limites entre les éléments ont tendance à s'estomper. Dans des cas extrêmes, l'aplatissement des blocs et galets confère à ceux-ci l'allure de « rubans » d'épaisseur centimétrique et de longueur métrique, voire plurimétrique, à composition granitique, rhyolitique, calcaire, ... On trouve de belles illustrations de tels « gneiss » le long de la route de la Casaluna, au Sud-Ouest du pont de Scoltola.

Le Conglomérat du Tomboni (Ritsema, 1952) repose sur le socle ancien de la nappe de Santa-Lucia. Ce contact est en général disharmonique, avec des traces d'écrasement. Cependant, à environ 400 m au NNE de la cote 1055 (Sud de la Punta di Milelli), M. Rieuf (1980) a observé un contact normal, irrégulier, entre socle et conglomérat.

Quand la formation n'a pas été trop tectonisée, on voit que les éléments, grossièrement arrondis, sont formés de granites calco-alca-

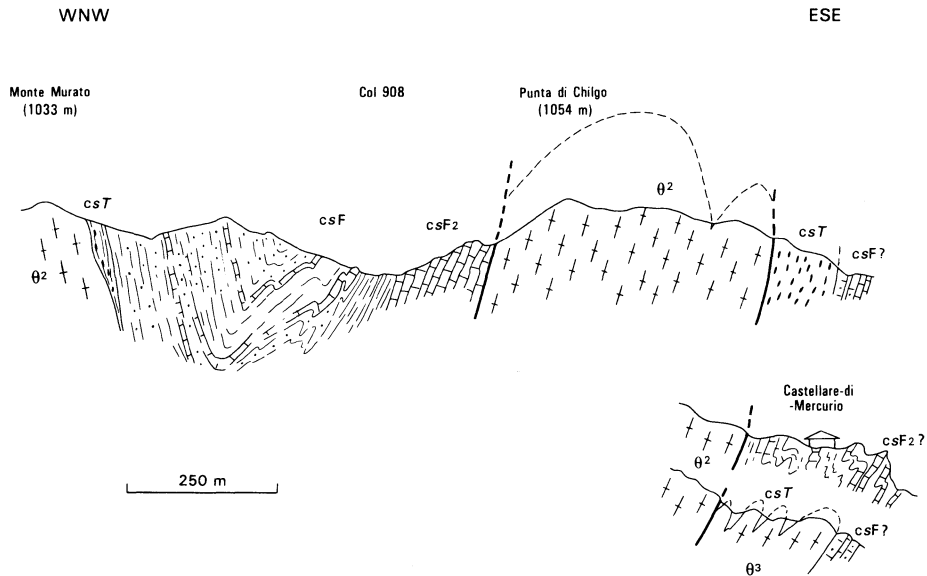
lins, de schistes cristallins, de rhyolites permienes, de roches basiques et de calcaires blanc bleuté. Ceux-ci sont exceptionnellement groupés en amas : ainsi les « lentilles » (150 m de long) de « calcaires de Caporalino » (Ritsema, 1952) du ruisseau de Pioggia, au Sud-Ouest de Tralonca, ne sont-elles en réalité qu'un agglomérat de blocs. Le faciès de certains blocs calcaires est effectivement indifférenciable de celui de certains niveaux du Dogger—Malm de l'unité prépiémontaise de Caporalino (Rieuf, 1980) : calcaire à nérinées (*cf. js*), calcaires pseudo-oolitiques à trocholines (*cf. jm6*).

On peut admettre que l'âge du Conglomérat du Tomboni, dont le dépôt a dû être rapide, est sensiblement celui du flysch à « lydiennes », c'est-à-dire probablement cénomano-turonien (par comparaison avec la nappe de Balagne).

Nous attribuerons également à cette formation, des conglomérats verts très aplatis, à éléments de granites, de roches cristallophylliennes et rares blocs carbonatés, situés dans le périclinal sud du Tenda, au Nord-Est de Ponte-Leccia. On peut les observer au Nord du confluent du Golo et de l'Asco, le long de la route de Lento (et surtout au Nord de celle-ci, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda). Ces conglomérats, associés à un flysch schisto-gréseux (*cf. flysch de Tralonca*), sont replissés avec les schistes lustrés de type Inzecca (spilites et Formation d'Erbajolo). La lame de granites orthogneissifiés de la cote 682, immédiatement au Nord de la limite de la feuille, représente peut-être le substratum initial des conglomérats du Tomboni.

**CSF. Crétacé supérieur. Flysch de Tralonca (Sénonien) et flysch à « lydiennes » (Cénomano-Turonien ?).** Considéré autrefois comme éocène, le *flysch de Tralonca* (Rieuf, 1980) appartient probablement en totalité au Sénonien. Son épaisseur est de l'ordre de 250-300 m. Sa moitié inférieure est caractérisée par des bancs métriques de grès grossiers, séparés par des lits pélitiques sombres, avec des lentilles conglomératiques. Vers le haut, ces grès s'enrichissent progressivement en ciment calcaire. La moitié supérieure de la formation montre l'alternance de bancs décimétriques de calcaires argileux, de calcaires gréseux, de grès calcareux. Chaque banc montre un net granoclassement positif, avec un intervalle pélitique à son sommet. L'extrême sommet de ce flysch, enrichi en lits calcaires (ainsi sous le village de Tralonca), présente une nette ressemblance avec certains flyschs à helminthoïdes de l'Apennin ou de Ligurie.

Dans ces niveaux supérieurs, les débris de mélobésiées sont relativement fréquents. Dans un cas, une forme du Crétacé supérieur (*Paraphyllum* sp., gr. *primaevum*?) a pu être déterminée. En outre, à 300 m au NNE de Tralonca (sentier), un banc a montré des *Globotruncana* silicifiés du Sénonien, peut-être inférieur (*G. gr. angusticarinata*, *G. tricarinata*, *G. gr. linnei-lapparenti*; dét. J. Magné, in Rieuf, 1980).



Socle :  $\theta^2$  - gabbro-norites ;  $\theta^3$  - gabbros lités

Couverture : csT - Conglomérat du Tomboni ; csF - flysch de Tralonca ; csF2 - calcaires massifs (Anchesa)

**Fig. 6 - Relations entre termes sédimentaires mésozoïques  
et socle de la nappe de Santa-Lucia au NW de Castellare-di-Mercurio**

(Durand-Delga, inédit)

Environ 1 km au Sud-Est de Tralonca, dans la croupe de Racconacce, des blocs métriques à décamétriques de roches du socle (dont des cornéennes) doivent jalonner un paléochenal temporaire durant la sédimentation du flysch gréseux.

Connues depuis J.C. Limasset (1958), des « **lydiennes** » (csF[1]) identiques aux « lydiennes » de la nappe de Balagne, qui sont des spongolites, apparaissent en nombreux bancs centimétriques à décimétriques, parfois pluridécimétriques, dans un flysch formé de grès plus ou moins grossiers et de pélites sombres. Souvent, ces bancs de « lydiennes » ne sont autres que des bancs de grès calcaireux grano-classés, à base grossière, ayant subi une silicification, la silice noire ne devenant exclusive qu'en haut des bancs.

L'épaisseur du flysch à « lydiennes », que l'on ne trouve que sur la bordure sud de la synforme de Tralonca, c'est-à-dire à l'Est et à l'Ouest de Santa-Lucia, peut atteindre la centaine de mètres. Le passage entre cette formation et le flysch de Tralonca paraît se faire insensiblement, par disparition progressive des bancs de « lydiennes ». À noter que, dans le secteur d'Aïti, la séparation des deux formations, très replissées, n'a pu être faite. Vers le bas, le contact avec le Conglomérat du Tomboni est sans aucun doute normal, et parfois progressif. On peut s'en assurer entre la Punta di Mazzone et Santa-Lucia-di-Mercurio : ainsi, sur l'ancienne route à l'Ouest immédiat de ce village (San-Rocco), voit-on la dimension des galets dans la partie supérieure des conglomérats diminuer progressivement du décimètre au centimètre ; quelques bancs de « lydiennes » s'intercalent, puis celles-ci augmentent en nombre. La zone de passage de faciès se fait en 10-15 m.

Le sommet du flysch à « lydiennes » comporte, à la sortie nord-ouest de Santa-Lucia, des bancs siliceux d'épaisseur métrique, avec, à leur voisinage, quelques bancs plurimétriques de calcaires miroitants (en fait, sables encriniques à ciment calcaireux).

À l'Ouest et au Nord de Tralonca, le flysch à « lydiennes » disparaît. Il paraît remplacé par une mince assise (environ 10 m) de pélites très noires avec quelques intercalations gréseuses centimétriques. Sous la chapelle San-Rocco à l'Ouest de Tralonca, on voit que ces pélites surmontent brutalement mais normalement le sommet du Conglomérat du Tomboni, sur lequel est bâtie la chapelle ; un peu plus à l'Est, ces pélites passent en continuité au vrai flysch de Tralonca.

Dans la partie sud-est de la nappe de Santa-Lucia, des faciès **calcaires** csF[2]) se développent vers la base de la série crétacée. On observe l'évolution des faciès dans le synclinal situé à l'Est du Monte Murato (fig. 6). Le flanc occidental ce de pli montre, au contact du socle, le Conglomérat du Tomboni, typique mais réduit à quelques mètres. Il est surmonté par un flysch particulier, avec alternances de calcaires gréseux ou conglomératiques à éléments détritiques du socle, de calcaires « à encrines » à lits siliceux et de « lydiennes ». Au flanc



oriental du pli (Olivetta), ce flysch calcaireux surmonte une masse calcaire de plus de 50 m d'épaisseur, s'appuyant elle-même contre le socle cristallophyllien de la nappe : ces calcaires sont de fines micrites grises en dalles ; à leur partie moyenne, elles admettent des bandes siliceuses quartzifiées, des intercalations de brèches à éléments centimétriques de roches du socle et des passées de calcaires gréseux. Ce faciès ne peut pas être confondu avec celui des calcaires du Malm de type Caporalino.

**csB. Crétacé supérieur (?). Série de Bagliacone—Riventosa : calcaires et brèches.** Dans la région de Castellare-di-Mercurio, des carbonates forment le prolongement septentrional de ce qui a été nommé « série de Bagliacone—Riventosa » sur la feuille Venaco et attribué là conjecturalement au Lias. Au contact du Conglomérat du Tomboni, cet ensemble (*cf.* Calcaires d'Anchesa) débute par des calcaires bréchiques à galets de quartz et de calcaire. Viennent ensuite des calcaires gris à lanières siliceuses centimétriques, puis une alternance de calcaires gris sombre, de calcschistes et de calcaires microbréchiques gris clair. Une barre de brèche de 5 à 10 m d'épaisseur est ensuite aisément repérable dans la morphologie ; dans un fond calcaire, les éléments de 1 à 5 cm sont faits de calcaire, de granite, de quartz, et exceptionnellement de dolomie. La série se poursuit par des calcschistes gréseux. Dans le village de Castellare-di-Mercurio, des carbonates de cette formation (probablement un niveau assez élevé) contiennent à plusieurs niveaux des éléments serpentiniteux centimétriques. Ce détritisme tout à fait singulier paraît avoir été, selon J.M. Caron, alimenté par des ophiolites plutôt que par les formations ultrabasiques du soubassement antémésozoïque de la nappe de Santa-Lucia.

Cette formation se pince en biseau entre le Conglomérat du Tomboni et soit la Formation d'Erbajolo (série ophiolitique du Monte Piano Maggiore), soit le flysch de Tralonca. Elle se distingue suffisamment de ce flysch pour en être séparée cartographiquement, et pourrait représenter la suite stratigraphique du Conglomérat du Tomboni : un âge crétacé serait alors plausible.

#### *NAPPE DE BALAGNE (UNITÉ DE PINETO—TRIBBIO)*

**n. Berriasien (à Albien ?). Calcaires à calpionelles et « Palombini ».** Situés entre un flysch gréso-calcaire (*cf. infra* : cmF) et soit les radiolarites, soit les « roches vertes » (minces spilites sur gabbros) sous-jacentes, on trouve à la Testa a l'Ortone, 7-8 m de calcaires gris clair à grain fin, compacts, lités. Ils ont montré des calpionelles (*Calpionellopsis oblonga*, *Tintinnopsella carpathica*) du Berriasien supérieur.

Vers le haut, on passe à des calcaires en bancs décimétriques, à croûte siliceuse, alternant avec des pélites noires ou olivâtres. Cette assise (environ 40 m) rappelle la Formation de San-Martino (Néoco-

mien à Albien) de la nappe de Balagne et, plus généralement, les « Palombini » de l'Apennin ligure.

**n7. Crétacé inférieur. Calcaires et schistes de la Punta di Tribbio.**

Comparables au terme précédent, ce sont des calcaires gris bleuté (environ 20 m), en bancs pluridécimétriques à cortex siliceux, séparés par des passées pélitiques sombres (faciès Palombini).

**cm. Albien à Cénomaniens (?) Brèches et série calcaro-gréseuse.**

Cet ensemble apparaît dans l'unité de la Punta di Tribbio, qui doit constituer la réapparition, 1 km au NNW du secteur précédent, de l'unité de Pineto (Testa a l'Ortone), une synforme de schistes lustrés de type Inzecca les séparant en plan.

La succession comporte des « lydiennes » noires (cm<sub>11</sub>), plus ou moins quartzifiées, et une série grésocalcaire à passées conglomératiques englobant une grande lentille de conglomérats grossiers verts (à éléments de granites, Permien, calcaires) rappelant la « brèche de Toccone » de Balagne.

Ces faciès, peut-être équivalents latéraux de cmF (cf. *infra*), se retrouvent :

— dans le copeau tectonique de Corbolo, sur la route au Sud-Est de Ponte-Leccia (cote 242);

— dans la klippe ophiolitifère à l'Ouest de Francardo où l'on voit une brèche de type Toccone, très tectonisée, au-dessus de minces calcaires en dalles du Crétacé inférieur (?); on admettra, avec J.J. Ollé (1981), que ces assises forment la couverture des ophiolites voisines, et que l'ensemble peut représenter la suite de la nappe de Balagne, et non un témoin de la nappe de Santa-Lucia (Rieuf, 1980), en contact tectonique avec des ophiolites ligures.

**cmF. Albien à Cénomaniens (?). Flysch grésocalcaire.** Il forme le terme le plus élevé de la couverture sédimentaire de l'unité ophiolitifère (gabbros de Pineto—Testa a l'Ortone) au Sud-Ouest de Ponte-Leccia. Sur une épaisseur de l'ordre de 50-70 m, alternent des bancs (10-20 cm) de calcaires gréseux, de microbrèches calcaires, de grès grossiers passant à des microconglomérats et des pélites feuilletées et micacées. Cet ensemble (« Alttertiär » des géologues de Munich : cf. Seidl, 1979) peut être comparé aux « grès de la gare de Novella » de la nappe de Balagne, qui a montré une microfauune du Cénomaniens moyen-supérieur à *Rotalipora* et *Praeglobotruncana* (Lacazedieu, 1974).

**csA. Crétacé supérieur (?). Conglomérat de l'Aiale.** Cette formation (Ollé, 1981) est recoupée par la route de Ponte-Leccia à Asco, à l'Ouest du ruisseau de l'Aiale. Sa matrice arkosique, blanche ou verdâtre, l'a longtemps fait attribuer au Permien. Mais, outre des galets de granites, de micaschistes et de rhyolites, on relève quelques blocs de dolomies triasiques et de calcaires (Rhétien ou Jurassique). On peut comparer cette formation à celle de l'Alturaja (Turono-Sénonien possible) de la nappe de Balagne.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	42.32	38.79	45.67	48.81	48.61	46.34	70.20	50.65	50.05	54.54	49.85	47.61
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.07	0.07	0.30	0.92	5.01	0.25	1.95	1.19	2.55	1.34	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	8.48	19.40	17.00	15.47	11.27	15.95	14.70	15.56	12.87	15.30	14.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	8.55	8.53	4.78	4.02	8.31	18.06	3.89	9.62	7.97	11.20	9.13	12.39
MnO	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.15	0.03	0.20	0.13	0.15	0.11	0.12
MgO	42.85	26.14	13.40	9.29	8.02	5.51	2.98	7.50	8.12	5.25	7.20	7.08
CaO	0.98	5.12	9.86	13.55	10.87	8.86	0.10	7.20	9.43	5.05	9.10	7.94
Na <sub>2</sub> O	<0.01	0.40	2.18	2.57	3.83	3.53	5.80	5.45	3.33	6.37	3.12	3.78
K <sub>2</sub> O	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.10	<0.10	tr	0.92	0.15	0.61	0.28
PF	2.01	11.95	4.40	4.39	3.42	1.57	0.48	3.00	3.43	1.77	-	-
Total	98.17	99.80	99.79	100.03	99.56	100.40	98.30	100.27	100.13	98.90		

**Tableau 2 - Analyses chimiques des roches représentatives des ophiolites**

1 : harzburgite plagifère, route de Ponte-Leccia à Morosaglia

2 : dunitite plagifère, Pineto

3 : troctolite, Pineto

4 : euphotide, vallée de la Casaluna

5 : gabbro intermédiaire à deux pyroxènes, Sud de San-Lorenzo

6 : ferrogabbro, près de Coibiti

7 : granite albitique au Sud de San-Lorenzo (analyses de 1 à 7 *in* D. et M. Ohnenstetter, 1975)

8 : lave spilitique en coussin au Sud de Bocca a Serna (*in* Franconi, 1967)

9 et 10 : respectivement filons de basalte et de ferroandésite du Monte Piano Maggiore (*in* D. et M. Ohnenstetter, 1975)

11 : metabasalte

12 : métaferrobasalte (*in* Péquignot et Potdevin, 1984)

Ce Crétacé supérieur (?) est certainement allochtone puisqu'il est associé à des lames de spilites étirées et qu'il est séparé du socle granitique par des pélites éocènes elles-mêmes autochtones.

### SCHISTES LUSTRÉS

Le texte suivant a été réalisé à partir de manuscrits fournis par J.M. Caron et G. Guieu pour l'ensemble des schistes lustrés *s.l.*, et par D. et M. Ohnenstetter pour le complexe ophiolitique. Ces derniers auteurs ont, en outre, fourni des informations sur la répartition de différents types pétrographiques dans les ophiolites de la feuille Corte.

### Complexe ophiolitique

#### Ensemble ultramafique

$\pi\Lambda$ ;  $\Lambda$ . **Péridotites serpentinisées ; serpentinites.** Ce sont des roches denses dont la couleur varie, lorsqu'elles ne sont pas trop altérées, du vert clair au vert sombre et parfois au noir ; leur aspect est luisant et apparaît comme ciré. Aux affleurements, les serpentinites, généralement très altérées, se signalent par leur teinte rougeâtre, la rareté de leur couverture pédologique et une végétation beaucoup moins dense que celle des formations métasédimentaires. L'abondance de la magnétite peut localement provoquer de fortes déviations du champ magnétique (jusqu'à 180°). La répartition cartographique de ces roches n'obéit pas à une logique stratigraphique précise ; elles peuvent venir au contact de tous les autres termes des séries ophiolitiques et soulignent souvent les accidents tectoniques au niveau desquels elles ont vraisemblablement joué le rôle de niveau de décollement.

Dans le Nord de la région étudiée, notamment au Nord de la route Ponte-Leccia—Morosaglia dans le massif de la Serra Debbione, ce sont des péridotites plus ou moins serpentinisées qui affleurent, leur texture étant encore reconnaissable. Par endroits, existent des « chicsots » de péridotites très peu serpentinisées (< 5 %), composées de harzburgites (*cf.* analyse chimique n° 1 du tableau 2) et de lherzolites à spinelle et/ou quelquefois à plagioclase, montrant une texture porphyroclastique caractéristique d'une déformation de haute température dans le manteau. Cette écaille de péridotites de grande extension a une position structurale comparable à celle de l'unité du massif du Pineto (élément méridional de la nappe de Balagne) et pourrait donc avoir connu une même histoire tectogénétique.

En dehors de ce massif, les roches ultramafiques sont fortement serpentinisées, plus ou moins déformées et schistosées. Les structures mantelliques primaires, telles le rubanement et la foliation, sont par endroits reconnaissables, en particulier dans la région de Bustanico—Sermano. Dans cette région, les serpentinites, d'aspect bleuté, présentent des débits en écailles de poisson. Leur aspect permet de les

opposer aux serpentinites situées à l'Est du massif du San-Petrone qui, plus indurées et plus fortement schistosées que les premières, évoluent vers des schistes à antigorite.

Toutes ces péridotites et serpentinites sont recoupées par des filons de rodingites crème bordés de chloritites vert bouteille plus ou moins développées. Ces roches dérivent de la transformation de filons de diabase et de gabbros au cours de la serpentinisation. Dans le massif du Monte Piano Maggiore, des filons variés recoupent les serpentinites : métagabbros, métaferrogabbros, diabases aphyriques. Dans le massif San-Petrone—Caldane, plus sévèrement tectonisé, les rares masses de métagabbros emballées dans les serpentinites pourraient représenter elles aussi d'anciens filons boudinés. Dans les deux massifs cités, les unités à serpentinites emballant des masses de gabbros sont distinctes des unités à metabasites ; elles constituent sans doute une nappe autonome issue d'un domaine paléogéographique particulier (série du Monte Piano Maggiore : Péquignot *et al.*, 1984 ; Péquignot et Potdevin, 1984).

### **Ensemble mafique**

θS. **Métagabbros indifférenciés.** Dans une reconstitution idéale du cortège ophiolitique (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975), l'unité mafique composée de la succession : troctolites, gabbros *s.s.* (ou euphotides), gabbros intermédiaires et ferrogabbros, surmonte directement l'unité ultramafique formée par les péridotites. Cartographiquement, gabbros intermédiaires et ferrogabbros ont été regroupés. Dans la plupart des secteurs de cette carte, les métagabbros sont surmontés directement par des métasédiments (brèches ou métaradiolarites ou calcschistes), et non par des metabasites.

La terminologie de « métagabbros » employée ici est argumentée par le fait que ces roches affleurent au sein d'unités de degré de métamorphisme très variable, quasiment nul comme dans l'unité de Pineto (élément de la nappe de Balagne), ou au contraire de fort grade dans le faciès schistes bleus dans le massif du San-Petrone. Néanmoins, pour ne pas trop alourdir la terminologie en ajoutant systématiquement le préfixe « méta » devant chaque type de roche, les différents types de gabbros *s.l.* seront définis en termes de roches plutoniques. Le métamorphisme alpin de haute pression-basse température se marque par des assemblages variés : parfois prehnite, + pumpellyite, + albite, + chlorite, + actinote et, parfois amphibole bleue, + épidote, + actinote, + albite, + chlorite.

Généralement denses et massifs, les métagabbros sont souvent foliés, rarement schistosés. Ils sont assez facilement reconnaissables sur le terrain grâce à la présence quasi constante de clinopyroxènes visibles à l'œil nu. Selon la composition de la roche et l'intensité du métamorphisme, la couleur des pyroxènes est variable : verte, gris argenté, brune, bronze et même bleue lorsque le pyroxène est en partie transformé en glaucophane.

L'abondance relative et l'habitus du clinopyroxène et du plagioclase, la présence de minéraux ferrotitanés (oxydes, sphène, amphibole bleue) permettent de distinguer sur le terrain les principaux termes de l'unité mafique définis plus haut. Il faut toutefois signaler que les enveloppes cartographiques de ces différentes variétés pétrographiques sont le plus souvent difficiles à suivre. Les métagabbros jalonnent la plupart du temps des contacts tectoniques subméridiens, qui seraient sans cela difficilement détectables et dont ils matérialisent le repliement et/ou l'empilement (Ouest de Vignale par exemple), ou bien permettent d'établir la présence de contacts tangentiels superficiels (Cima di Campo Rotondo).

**0T. Troctolites et gabbros à olivine.** Connues depuis E. Nentien (1897) et J.C. Limasset (1958), les troctolites, bien représentées au sommet du massif du Pineto et sur son flanc est, sont associées vers l'Ouest à des euphotides (Franconi, 1967). Les troctolites de l'unité du bois du Pineto sont très fraîches. À côté de celles-ci (analyse 3, tabl. 2), il existe des niveaux d'anorthosites et des passées discontinues de dunites plagifères (analyse 2, tabl. 1). Le rubanement, peu marqué, est souligné par des minéraux de proportion, de taille et de forme variées.

Les troctolites présentent des textures d'adcumulats et d'hétéradcumulats (la définition de ces termes pétrographiques est rappelée en fin de paragraphe). Les crescumulats de dunite plagifère montrent localement des olivines squelettiques, des plagioclases, alignés par endroits et soulignant une lamination alignée témoignant de l'existence de courants magmatiques intermittents. Dans les crescumulats de dunite plagifère et troctolite, les feldspaths sont le plus souvent conservés. Lors du métamorphisme océanique ou régional, ils sont transformés en prehnite et/ou grossulaire; la pumpellyite y a également été signalée (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976; Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979). L'olivine (Fo 85-89) est peu serpentinisée; l'orthopyroxène est rare et la composition chimique des spinelles chromifères inclus dans les plagioclases ou dans les olivines est variable ( $0,48 < Cr/Cr+Al < 0,65$ ) au sein d'un même échantillon (Barbot, 1983). Les clinopyroxènes sont des diopsides ou des augites proches des diopsides.

Définition des textures de cumulats (d'après Bard, 1980) :

- cumulat : roche formée de primocristaux autochtones emprisonnés par des phases intercumulus ayant cristallisé *in situ* ;
- orthocumulat : roche où les cristaux cumulus sont souvent subautomorphes et figés par la syncrystallisation de cristaux intercumulus xénomorphes ;
- adcumulat : roche dans laquelle la phase intercumulus est très discrète, voire absente ;
- hétéradcumulat : roche caractérisée par la présence de pœcilocristaux différents des phases cumulus ;
- crescumalat : roche constituée de minéraux allongés, parfois creux. Ces cristaux aciculaires sont cimentés par un intercumulus semblable à celui des hétéradcumulats.

θE. **Euphotides s.s.** Les euphotides (ou gabbros s.s.) isotropes (analyse 4, tabl. 2), qui forment la majeure partie des termes gabbroïques, ont des textures d'adcumulats et d'hétéradcumulats. Le litage magmatique y est rare et les variations de grain, importantes. Le plagioclase est souvent opacifié par des minéraux de métamorphisme : grossulaire, prehnite, pumpellyite, etc. Le clinopyroxène est une augite qui présente souvent la macle supplémentaire du diallage.

θF. **Ferrogabbros.** La transition entre euphotides et ferrogabbros s'effectue par des gabbros « intermédiaires » à deux pyroxènes (gabbro-norites) qui affleurent notamment au Sud-Est d'Erone et au Sud de la Punta di San-Cervone. Dans ces roches (mésocumulats à orthocumulats : analyse 5, tabl. 2) apparaissent, à côté des clinopyroxènes et des feldspaths transformés, des oxydes ferrotitanés, de l'apatite et des pseudomorphoses d'orthopyroxènes. Des crescumulats de pyroxènes peuvent être observés (Ohnenstetter *et al.*, 1975), marqués par des clinopyroxènes squelettiques.

Les ferrogabbros (analyse 6, tabl. 2) sont bien développés près de San-Lorenzo, au Sud-Ouest du hameau de Coibiti et jusqu'à la Punta di San-Cervone. Ces roches ressemblent aux norites riches en minerais décrites par E. Nentien (1887) et aux gabbros du premier groupe de A. Franconi (1967). Le rubanement est plus marqué dans les ferrogabbros (mésocumulats à orthocumulats) que dans les euphotides. Les ferrogabbros sont composés d'augite plus ou moins ferrifère, de plagioclase altéré, de titanomagnétite et d'ilménite, d'apatite et parfois de zircons et de sulfures en moucheture. Les orthopyroxènes sont pseudomorphosés par des chlorites, des serpentinites et des amphiboles. Les clinopyroxènes sont parfois transformés en amphiboles brunes et/ou en amphiboles vertes. La présence de hornblendes brunes et d'amphiboles vertes a été attribuée au stade postmagmatique et au métamorphisme de ride océanique (Ohnenstetter *et al.*, 1976) comme dans les troctolites de l'unité de Pineto. Les minéraux de métamorphisme alpin, en particulier les pyroxènes et amphiboles sodiques, sont mieux développés dans les roches différenciées comme les ferrogabbros, issus de la cristallisation fractionnée d'un magma tholéitique proche de celui des dorsales océaniques actuelles.

### **Ensemble effusif**

η<sup>1</sup>T; β. **Zones à filons de basaltes et de trondhjémites abondants.** On a regroupé sous cette appellation un ensemble composite de roches qu'il était impossible de distinguer cartographiquement du fait de mauvaises conditions d'affleurement ou de variations peu sensibles de faciès. Ces roches se présentent sous la forme de masses discontinues de couleur vert sombre et parfois noire. Leur grain est généralement fin ; les faciès de brèches à éléments pluricentimétriques sont toutefois assez répandus.

Le métamorphisme y a entraîné l'apparition de glaucophane, de pumpellyite et d'épidote. Les produits acides ont donné des albitites

à partir des plagiogranites (trondhjémites) qui peuvent constituer le ciment de brèches à éléments basiques (basaltes, ferrogabbros, microgabbros). Ces différentes associations résulteraient d'injections dans le sommet de chambres magmatiques, dans une tranche se situant à la limite des ferrogabbros et des dolérites.

Les affleurements les plus significatifs, bien que de caractérisation directe difficile, se situent le long d'un alignement N-S de part et d'autre du col de Bocca a Serna entre les ruisseaux de Furignone et de Prunitaccio. On peut y reconnaître en particulier une brèche grossière à ciment acide clair et à éclats de basalte (500 m au Sud-Ouest des ruines de Santa-Maria-di-Riscamone), et un faciès d'apparence finement cristallisé, constitué de quartz, amphibole, feldspath et d'éclats d'une radiolarite à laquelle la formation est systématiquement associée sur 1500 m de long environ, au Nord-Est de l'ancienne mine d'Orzella.

**Ensembles trondhjémiques et basaltiques indifférenciés** ( $\gamma^1_{T[1]}$ ). Au Nord-Est de Ponte-Leccia, en bordure de la RN 113, un faciès de trondhjémite massive associée à des métagabbros a été distingué sur la retombée nord du massif de péridotites serpentinisées de la Serra Debbione.

Ces roches affleurent en de nombreux autres points : Valle di Rosmino, Bocca a Serna, près de Corsoli, au Sud de Rusio et dans le Monte Piano Maggiore. Les trondhjémites et albitites (analyse 7, tabl. 2) sont souvent en filonnets et filons dans les ferrogabbros et peuvent monter jusqu'au niveau des métaradiolarites dans les formations rattachées aux séries du Monte Piano Maggiore (feuille Corte) et de Rospigliani (feuille Venaco). Dans cette dernière, les différenciés acides intrusifs ou extrusifs sont particulièrement bien développés. Ainsi, dans la Punta Oscaglia, du magma acide a été injecté dans les agglomérats en même temps que se formaient ces derniers (Ohnens-tetter, 1979).

Les roches acides présentent des textures grenues ou des textures de cumulats dont le rubanement correspond à la lamination ignée. Des textures porphyroclastiques à granuloblastiques, voire mylonitiques, ont été acquises lors des injections magmatiques. Les différenciés acides sont riches en feldspaths sodiques, accompagnés de pyroxènes et d'amphiboles sodiques métamorphiques, et d'amas très dispersés, de taille réduite, à oxydes ferrotitanés et apatite, tout comme dans les ferrogabbros, mais qui sont ici accompagnés de nombreux zircons. Les termes les plus dioritiques possèdent encore des augites tandis que seules les roches les plus différenciées montrent des quartz en abondance.

La zonation des minéraux de métamorphisme a permis de distinguer trois métamorphismes distincts successifs : hydrothermal lors de la formation du bassin océanique, de hautes pressions et basses températures (schistes bleus et éclogites), puis de plus hautes températures et basses pressions (schistes verts). Lors du métamorphisme de haute pression, les phases métamorphiques progrades, puis rétrogrades en



pression, ont pu être mises en évidence par l'évolution chimique des pyroxènes et amphiboles.

**ΣS. Métabasaltes en coussins, massifs et/ou agglomérats.** Du fait de leur haute cohésion et de leur débit en dalles « monolites », ces roches constituent l'un des éléments morphologiques les mieux reconnaissables de la feuille Corte et de la Corse alpine en général. Leur foliation souvent très vigoureuse est soulignée par une alternance de lits d'albite, de lawsonite et d'amphibole. Ces caractères minéralogiques sont très utiles pour suivre les trajectoires de la foliation, comme par exemple dans toute l'échine culminant à la Punta di a Mazza au Sud-Est de Bisinchi. En règle générale, les basaltes arment les sommets les plus hauts (Punta Ventosa, Monte San-Petrone, Monte Compoli, etc.).

Les basaltes peuvent se présenter sous la forme de laves massives, en filons ou plus spectaculairement sous forme de laves en coussins (« pillow lavas ») qui témoignent de leur éruption en milieu sous-marin. Des laves en coussins remarquablement bien conservées peuvent être observées dans la vallée du Golo, au pont ferroviaire de Muzile, et dans le rocher de Pinzzalone qui le domine en rive droite, ainsi qu'au pont de Lano, dans la vallée de la Casaluna et au Monte di Castelle au Sud de la Punta Caldane.

Les métabasaltes peuvent être rattachés aux principaux types de séries ophiolitiques selon leur mode de gisement et leur nature. Près du pont de Lano (analyse 8, tabl. 2), des coulées de laves en coussins variolitiques sont recouvertes par des brèches de laves et par des radiolarites, l'ensemble appartenant aux formations de base de la série de l'Inzecca (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972). La texture des laves est intersertale, plus ou moins divergente ou arborescente (Franconi, 1967).

Les différents membres de la succession ophiolitique peuvent être recoupés par des filons de basalte et de dolérite (Franconi, 1967). La proportion des filons, en particulier à la partie sommitale des gabbros, reste assez faible en comparaison d'autres complexes ophiolitiques de la Méditerranée orientale où ils forment de véritables complexes. Près de la Cima Santa-Lucia, les filons s'organisent en essaims et représentent alors 20 à 30 % des affleurements. Par endroits, on peut constater que les gabbros ont été déformés lors d'une phase tectonique contemporaine de l'ouverture océanique avant d'être recoupés par des filons indemnes de cette déformation. La largeur des filons varie de quelques centimètres à quelques mètres. Leur texture est soit ophitique, soit microlitique porphyrique, avec des phénocristaux de plagioclase. La composition chimique (analyses 9 et 10, tabl. 2) évolue depuis des basaltes océaniques peu évolués ( $\text{TiO}_2 = 1 \%$ ) jusqu'à des ferrobasaltes et ferroandésites ( $\text{TiO}_2 = 2,55 \%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12 \%$ ).

Les roches volcaniques tholéitiques, comparables aux laves des rides médio-océaniques (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975, 1978;

Beccaluva *et al.*, 1977), sont ici toujours métamorphosées. Au sein de celles-ci (analyses 11 et 12, tabl. 2), G. Péquignot et J.L. Potdevin (1984) distinguent quatre zones métamorphiques différentes :

- la plus occidentale, qui suit la vallée de la Casaluna, est affectée par un métamorphisme à prehnite-pumpellyite ;
- la seconde, bien représentée à l'Ouest du massif du San-Petrone, est caractérisée par l'assemblage lawsonite-glaucophane ;
- la troisième, développée dans le massif du San-Petrone, présente une association d'amphiboles sodiques, de lawsonite et de grenats avec des reliques éclogitiques (Brouwer et Egeler, 1952; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976) ;
- enfin la zone la plus orientale montre un métamorphisme rétrograde de faciès schistes verts avec, entre autres, disparition des lawsonites au profit des épidotes et des zoïsites.

À la différence des éclogites du cap Corse (Dal Piaz et Zirpoli, 1979), les metabasites éclogitiques de la feuille Corte sont localement préservés des transformations ultérieures. Les températures estimées pour le métamorphisme de hautes pressions, de l'ordre de  $410^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$  pour une pression minimale de 10 kbar, sont parmi les plus basses des assemblages éclogitiques connus (Péquignot *et al.*, 1984).

### Séries de l'Inzecca, de Rospigliani et du Piano Maggiore

**Opicalcites.** Dans le massif du Monte Piano Maggiore, des marbres opicalcites représentent, directement sur les serpentinites, un premier niveau métasédimentaire. Il s'agit d'un horizon carbonaté rouge, riche en amphibole et en phyllosilicates, qui contient localement des éléments détritiques de serpentinites. Ces marbres représentent probablement d'anciens calcaires pélagiques d'âge jurassique, déposés sur le substratum ultramafique en l'absence de basaltes.

**Brèches ophiolitiques.** Ces formations sont développées essentiellement dans la partie sud-est de la feuille Corte. La couverture sédimentaire de l'unité du Monte Piano Maggiore comprend, au-dessus des opicalcites, un niveau caractéristique de brèches à éléments d'ophiolites. Celles-ci sont variables par leur épaisseur, la taille et la nature de leurs éléments. Les variations d'épaisseur (100 à 10, voire 0,5 m) sont certainement en partie primaires. La taille des éléments est très hétérogène : plurimétrique à centimétrique, elle devient plus fine pour constituer la matrice des blocs ; aucun classement n'est discernable, sauf à l'extrême sommet où l'ensemble des constituants diminue de taille. La nature des éléments paraît liée à la nature du substratum : à proximité des ultrabasites, la brèche contient surtout des éléments de serpentinites, de roches filoniennes et d'opicalcites ; au contact de l'ensemble gabbroïque, les blocs comprennent exclusivement des gabbros et des dolérites dans une matrice d'arénite gabbroïque (et parfois de métaradiolarites). Des filons aphyriques et des filons d'albite recourent localement ce niveau sédimentaire.

De telles brèches résultent probablement de l'éroulement d'escarpements de failles océaniques et de la désagrégation *in situ* du matériel. Ce processus pourrait également rendre compte de la présence de masses de roches vertes emballées dans certains termes métasédimentaires des schistes lustrés, où elles représenteraient d'anciens blocs de brèches. Les agglomérats, bien développés dans les séries de Rospigliani (feuille Venaco) et du Monte Piano Maggiore (feuille Corte), sont interstratifiés avec des sédiments détritiques d'origine océanique, le plus souvent grossiers. Ces formations volcano-sédimentaires recouvrent un paléoplancher plus ou moins déformé, constitué soit de gabbros comme c'est le cas à la Punta Oscaglia, soit de serpentinites et d'ophicalcites comme dans la série de Rospigliani, à la Punta Muzzone.

Dans la partie nord-est de la feuille, seul un affleurement long de 300 m et réduit à quelques mètres de largeur, au Nord-Est des ruines de Santa-Maria-di-Riscamone, peut être rapporté à un détritisme ophiolitique. Il s'agit d'une roche de très faible cohésion, d'aspect conglomératique, boudinée et plissotée mais non schistosée, à toucher onctueux. Dans une trame calcitique envahie par un feutrage plus ou moins prononcé de fibres d'amiante, sont noyés de petits éléments arrondis (quelques millimètres à 2 cm maximum), constitués en majeure partie par de la serpentinite, mais aussi par des éclats de métaradiolarite, de la chlorite et de l'amphibole, en cristaux isolés ou en agrégats. La matrice carbonatée est exempte de quartz.

Cet affleurement apparaît comme un élément lenticulaire stratigraphiquement associé à des calcschistes et à des métaradiolarites, mais présentant des contacts plus ou moins tectonisés avec des serpentinites et des metabasaltes à brèches de pillows. Il se situe sur le trajet d'un couloir de déformation majeure que l'on peut suivre, sur un trajet N-S sur une vingtaine de kilomètres, depuis le Golo jusqu'à proximité de Castellare-di-Mercurio. Ce couloir est jalonné par des effilochures de la plupart des formations caractéristiques du complexe ophiolitique.

Au moins à titre d'hypothèse, on peut voir dans cette formation, d'un faciès très différent de celui des brèches ophiolitiques du Monte Piano Maggiore, le résultat d'un détritisme lié à un déséquilibre gravitaire sur une ride mobilisée par la tectonique, le long d'une suture paléogéographique d'importance régionale.

**JR. Jaspes à radiolaires.** Ce sont des roches de teinte rouge-lie-de-evin, mais entrecoupées de lits vert clair à blancs; ces roches finement litées sont fréquemment associées aux metabasaltes, brèches de pillow lavas et complexe filonien sur le pourtour de la Cima Pedani, et le secteur ouest de Valle-di-Rostino. Elles apparaissent au-dessus des brèches dans la série du Monte Piano Maggiore et au-dessus des pillow lavas dans la série de l'Inzecca. Les métaradiolarites montrent de bas en haut des couleurs d'abord rouge puis blanc ou vert. Leur épaisseur apparente (jusqu'à 30 m dans le secteur nord-est et jusqu'à 50 m dans le secteur sud-est) résulte de redoublements tectoniques.

Les lits siliceux de 1 à 10 cm sont séparés par des interlits phylliteux. La recristallisation du quartz dans les zones sévèrement déformées s'accompagne fréquemment d'une décoloration de la matrice de la roche, la distinction entre métaradiolarites et bancs de quartzites massifs inclus dans les schistes devenant alors difficile.

Dans la nappe de Balagne (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), des niveaux homologues ont fourni des radiolaires d'âge callovien—oxfordien à tithonien (De Wever *et al.*, 1987). Par contre, les radiolaires des radiolarites des schistes lustrés n'ont pas fourni de déterminations utilisables.

**jC. Calcaires marmoréens.** Un niveau carbonaté gris fait suite aux métaradiolarites dans la série du Monte Piano Maggiore, où il est beaucoup mieux développé (jusqu'à 20 m) que dans la série de l'Inzecca typique (quelques centimètres). Ces marbres siliceux massifs, en bancs métriques et à interlits de schistes siliceux, représentent probablement l'équivalent des calcaires datés du Berriasien (calpionelles) sur la feuille Pietra-di-Verde (Caron *et al.*, 1990), ainsi qu'au Sud-Ouest de Ponte-Leccia (nappe de Balagne).

**cS. Formation d'Erbajolo : alternance de schistes et calcaires.** Au-dessus des calcaires, ou des radiolarites, ou parfois directement des roches vertes, une alternance des schistes siliceux fins et de bancs carbonatés à résille siliceuse rousse et à cortex siliceux, est typique de la Formation d'Erbajolo (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972; Caron, 1977). Les schistes prédominent toujours nettement sur les calcaires : à la base, ils contiennent de rares lits calcaires centimétriques; la formation s'enrichit ensuite progressivement en bancs calcaires, qui augmentent également en épaisseur (du décimètre au mètre). L'épaisseur d'ensemble de cette Formation d'Erbajolo (plusieurs centaines de mètres) ne peut pas être évaluée précisément. Par analogie avec les « Argille à Palombini » de l'Apennin ligure et avec la « Formation de la Replatte » des Alpes franco-italiennes, elle est attribuée au Crétacé inférieur.

Dans la région de Sermano, un semis de blocs de gabbros et de brèches polygéniques, tout à fait exceptionnel dans la Formation d'Erbajolo, correspond sans doute au même phénomène de tectonique océanique que les brèches sous-jacentes (Péquignot *et al.*, 1984). En direction de l'Est, dans le Bozio et la haute Casaluna, la distinction entre la Formation d'Erbajolo et les schistes lustrés de la série de la Castagniccia est parfois délicate, en raison de la tectonique et du métamorphisme.

Des schistes de type Erbajolo se rencontrent associés à des lambeaux ophiolitiques isolés dans la « zone de Corte ». Ils se trouvent au contact de basaltes étirés (« prasinites ») ou de serpentinites, avec localement des restes de radiolarites entre eux (Sud-Est du cimetière de Corte, Sud-Ouest du col de San-Quilico). Au Sud de Castirla, le long de la route de Corte, de minces schistes noir verdâtre, feuilletés,

replissés avec le Permien et le Trias prépiémontais, semblent correspondre à des schistes d'Erbajolo triturés, associés à des spilites, elles-mêmes schistosées. Au Sud-Ouest de Castirla (cote 1037), des schistes analogues sont replissés avec les dolomies triasiques d'un élément prépiémontais : c'est le résidu le plus occidental de la « nappe des schistes lustrés ».

Parmi les éléments tectoniques à matériel ophiolitique situés à l'Ouest de Ponte-Leccia, il en est un (« unité de Ponte-Leccia » de J.J. Ollé, 1981) de type ligure « Inzecca » : pillow lavas, suivis de radiolarites rouges puis de schistes fissiles olivâtres, auxquels succèdent des pélites grises à bancs de calcaires massifs à « ponctuations ».

### Série de Santo-Pietro-di-Tenda

L'ensemble des quartzites, souvent conglomératiques à galets de carbonates et/ou de roches volcano-plutoniques acides, est rapporté à la série de Santo-Pietro-di-Tenda (*sensu* Caron et Delcey, 1979; Péquignot et Potdevin, 1984), considérée par ces auteurs comme une série supra-ophiolitique, mais que d'autres auteurs estiment correspondre à une série triasico-jurassique ayant formé initialement la couverture d'un socle continental (externe).

**SX. Quartzites, gneiss et métaconglomérats.** Dans le quart nord-est de la feuille, on a regroupé en un même terme des roches auxquelles la recrystallisation du quartz communique un aspect massif, bien que les affleurements présentent toujours l'aspect de lanières étroites. Ces quartzites ont des origines probablement diverses mais ont acquis des faciès convergents : il peut s'agir de métagrès ou de métaradiolarites se présentant sous des faciès rubanés, blancs, verdâtres ou de teinte rouille, avec un aspect cannelé caractéristique et quasi systématique en lattes, voire en colonnes de temple. L'enrichissement éventuel en chlorite ou en glaucophane donne des roches denses et foncées, qu'il est parfois difficile de différencier cartographiquement de métabasalts altérés.

Les quartzites sont indifféremment associés aux termes des séries schisteuses et du complexe ophiolitique, sans que l'on puisse partout pour autant les considérer comme des niveaux-repères. En de nombreux points (environs du col de Prato, Sud d'Ortiporio, Morosaglia), ils paraissent former la couverture directe des métabasalts. Ailleurs, ils peuvent, du fait de leur forte cohésion, armer des replis hectométriques dans les gabbros (Ouest de Bisinchi), voire kilométriques dans les schistes lustrés (Sud-Ouest de Morosaglia). Malgré leur dilacération cartographique, ces roches soulignent les trajectoires de la foliation, que ce soit dans des formations encaissantes altérées ou dans le couvert végétal d'où elles émergent du fait de leur très grande dureté.

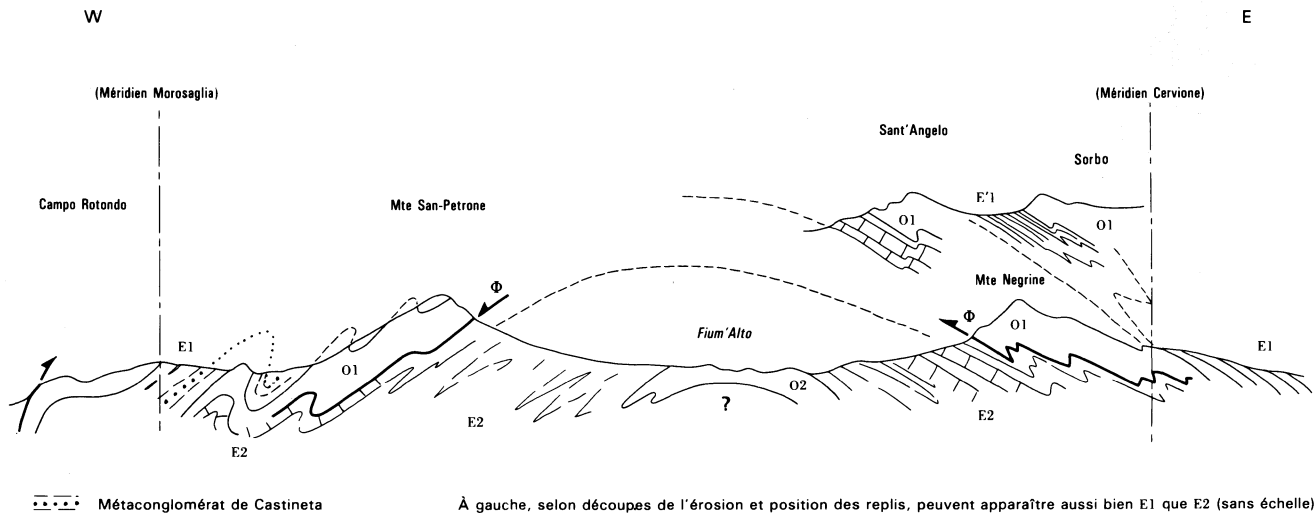
On a cartographié de façon identique des roches métamorphiques HP-BT, reconnues au Sud de Grate, au Sud et à l'Est de la Cima di Campo Rotondo (Fontana di Valgo), et au Nord du col de Prato (Bocca di Pruno). Dans cette dernière station, par exemple, on note l'association jadéite + grenat, ainsi que la présence de glaucophane, phengite, épidote et sphène. Dans l'unité de Morosaglia, au contact de la limite sud de l'unité de Campo Rotondo, les faciès métaquartzitiques contiennent de la glaucophane, de l'épidote et du sphène et, localement, un pyroxène de nature jadéitique permettant de les rapprocher des formations gneissiques de Sant'Andrea-di-Cotone sur la feuille Cervione (Autran, 1964; Caron *et al.*, 1981). Ces caractéristiques pétrographiques confirment la symétrie structurale qui se dégage de part et d'autre de la coupole de la Castagniccia.

À l'Est de la Bocca di Pruno, quelques bancs quartzitiques contiennent spessartine et piémontite, ce qui atteste de l'origine radiolaritique de la roche (détermination D. Lahondère).

Les métaconglomérats à faciès quartzitique n'ont pas été distingués cartographiquement des formations qui viennent d'être décrites, dans la mesure où ces dernières peuvent en représenter des équivalents dépourvus de galets. Les stations les plus significatives se situent immédiatement à l'Est et au Sud d'une chapelle isolée dominant Morosaglia, ainsi qu'au Sud de Castineta. Dans les deux affleurements, on note la présence de galets de roches vertes atteignant une taille de 20 cm et de galets de dolomie pris dans une matrice quartzreuse et carbonatée. Cette composition, ainsi qu'un granoclassement fruste plus ou moins parallèle aux trajectoires locales de la foliation, confirme l'origine détritique de cette formation.

Il est important de rappeler que, dans le quart nord-est de la feuille, on a constaté le manque de continuité cartographique entre ces formations et les metabasaltes. S'il n'est pas douteux que les métaconglomérats et metabasaltes associés représentent l'expression d'un détritisme synsédimentaire, on ne peut être aussi affirmatif en ce qui concerne certains faciès de HP typiquement gneissiques dont l'origine pourrait être recherchée, sous toute réserve, dans un écaillage du socle antémésozoïque, comme cela semble être le cas dans certaines des unités du cap Corse (métagranitoïdes éclogitisés de la zone de Morteda-Farinole; Lahondère, 1988).

Dans la partie sud de la feuille, au voisinage du massif San-Petrone-Caldane, des termes siliceux variés dans le détail forment la couverture directe des metabasaltes. On y reconnaît parfois à la base des niveaux blancs bien lités (1 à quelque 10 cm) à interlits quartzophylliteux et à nodules manganésifères, interprétés comme des métaradiolarites. Ensuite, les quartzites plus compacts et granuleux ont une origine au moins en partie détritique : ils contiennent des galets centimétriques de dolomie ocre. Ces quartzites sont associés à des gneiss blanc-vert phengitiques et chloriteux, pouvant contenir de la jadéite, et sont interprétés (Autran, 1964; Caron et Delcey, 1979)



**Fig. 7 - Le dôme de la Castagniccia : coupes schématiques W-E à travers les feuilles Corte et Cervione**  
(Guieu, 1988 ; d'après Guieu, Rouire et Durand-Delga, 1980)

comme d'anciennes intercalations détritiques (méta-arkoses rhyolitiques?). Cette alimentation détritique (dolomies et gneiss), singulière dans les séries post-ophiolitiques, est caractéristique de la série de Santo-Pietro-di-Tenda (voir aussi feuille Pietra-di-Verde). L'épaisseur de ces termes siliceux varie de quelques décimètres à une cinquantaine de mètres. On a admis (Caron et Delcey, 1979; Caron *et al.*, 1979; Péquignot et Potdevin, 1984), compte tenu de leur continuité cartographique entre metabasaltes et marbres, qu'il s'agit d'un équivalent des métaradiolarites du Jurassique supérieur, et non pas d'écailles de socle antémésozoïque, comme il a été proposé (Durand-Delga, 1984).

**SC. Marbres.** Dans la partie sud de la feuille, des marbres siliceux clairs font suite aux quartzites et gneiss dans la série de Santo-Pietro-di-Tenda; ils sont absents de la série du Monte Alto. En dalles d'épaisseur décimétrique, ils forment une barre de plusieurs dizaines de mètres dans la morphologie. Gris en patine et blancs en cassure, ils contiennent des passées plus riches en silice et parfois des galets centimétriques à décimétriques de gneiss (poursuite du détritisme acide). On admet (Caron et Delcey, 1979; Caron *et al.*, 1979; Scius, 1981; Péquignot et Potdevin, 1984) que ces marbres représentent le Jurassique terminal.

### Série de la Castagniccia

Les schistes lustrés qui s'observent sur toute la bordure orientale de la feuille Corte, flanquent l'échine de metabasaltes s'allongeant du Sud au Nord entre la Punta Caldane et la Punta di a Mazza. On les retrouve du côté occidental de cette échine, impliqués dans les replis des ophiolites, surtout dans les environs et au Nord du col de Prato. Cet ensemble correspond à peu près à la série de la Castagniccia (Delcey, 1974; Caron, 1977; Mathély, 1979).

**S. Calcaires et schistes indifférenciés.** Cet ensemble s'étend largement vers l'Est et le Sud-Est où il constitue la majeure partie de la feuille Cervione et une partie de celle de Pietra-di-Verde. Dans la partie nord-est de la feuille Corte, ces formations ont été représentées par G. Guieu comme un ensemble indifférencié de schistes et calcaires (S), la série de la Castagniccia apparaissant beaucoup moins développée que sur la feuille Cervione.

Sur cette dernière, on observe, d'Est en Ouest (fig. 7), d'abord des schistes relativement pauvres en carbonates et qui contiennent quelques niveaux de quartzites. Ce premier ensemble E1 (= « sous-unités de Loreto-di-Casinca—San-Giuliano », notée S<sub>2</sub> sur la feuille Cervione : Guieu *et al.*, 1994) représente l'équivalent des « schistes ligures » de M. Durand-Delga (1978). Il apparaît comme la couverture directe des ophiolites (O1) de Cervione et de Sorbo, avec lesquelles il chevauche un deuxième ensemble schisteux E2 (= « sous-unité de Porri—Ortale » et « sous-unité de Monte—Perelli » : S<sub>1[2]</sub> et S<sub>1[1]</sub> sur Cervione), pauvre en ophiolites mais dans lequel abondent les bancs



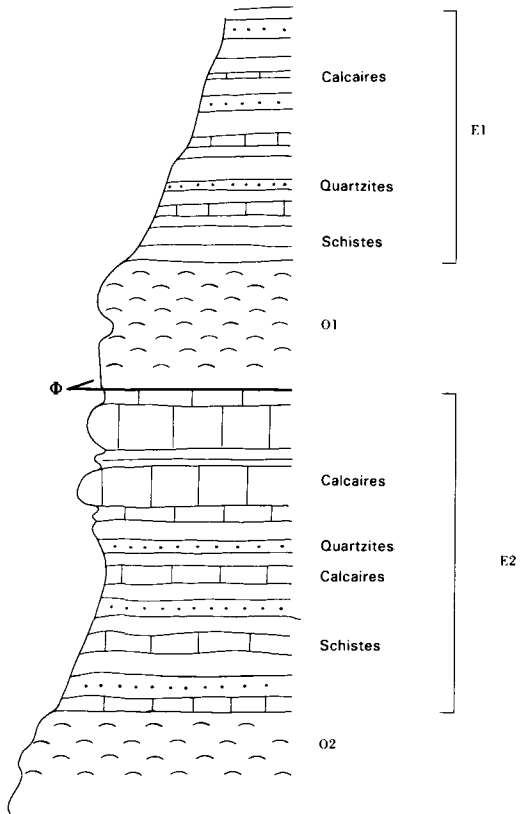


Fig. 8 - La "série" de la Castagniccia

calcaires. Cet ensemble E2, équivalent des « schistes bastiais » de M. Durand-Delga (*ibid.*), présente une épaisseur vraisemblablement plurikilométrique, mais impossible à évaluer. Il forme l'essentiel de la coupole de la Castagniccia, centrée sur les ophiolites O2 du Fium'Alto, et plonge vers l'Ouest sous les ophiolites O1 de l'échine Punta Caldane—Monte San-Petrone—Monte Compoli, avec lesquelles il est remplissé (fig. 7).

La succession lithologique observable dans la série de la Castagniccia résulte donc de l'empilement d'au moins deux ensembles schisteux séparés par les ophiolites O1, lesquelles peuvent admettre des contacts anormaux internes isolant un sous-ensemble E'1 (écaïlle de Sant'Angelo, fig. 7).

La cartographie détaillée de la feuille Cervione (Mathély, 1980; Guieu *et al.*, 1994) conduit à confirmer l'idée d'une succession unitaire constituée, de bas en haut, de calcaires, puis de schistes et calcaires, et enfin de schistes et grès (Caron *et al.*, 1979). La succession proposée dans la figure 8 monte en particulier l'ubiquité des quartzites et peut-être des métagrès et métaconglomérats. Il s'ensuit que les schistes lustrés des secteurs de Morosaglia et de Zuani—San-Petrone ne représentent probablement qu'une partie des ensembles E1 et/ou E2. Dans cet esprit, l'appauvrissement progressif en bancs calcaires du Sud vers le Nord dans la moitié orientale de la feuille Corte résulterait de l'obliquité des structures actuelles par rapport aux zones paléogéographiques.

Dans la partie sud-est de la Castagniccia, trois termes lithologiques ont été distingués (Caron et Delcey, 1979; Caron *et al.*, 1979, 1990; Scius, 1981; Péquignot et Potdevin, 1984; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1985).

**S1. Calcaires.** Les calcaires rapportés à la série de la Castagniccia sont assez semblables à ceux de la série de Santo-Pietro-di-Tenda dont ils pourraient constituer la suite (lorsqu'ils affleurent dans une même coupe, une vire calcschisteuse les sépare). Il s'agit de calcaires massifs gris, en bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur, avec de rares interlits phylliteux; le débit en est assez confus. Ces calcaires forment en général des barres d'une centaine de mètres d'épaisseur.

S'ils représentent effectivement la suite de la série de Santo-Pietro-di-Tenda, ils doivent être attribués au Crétacé inférieur plutôt qu'au Jurassique (c'est cette dernière interprétation qui avait été retenue sur la feuille Pietra-di-Verde).

**S2. Calcaires et schistes.** Les calcaires précédents passent progressivement à des alternances décimétriques de calcaires gris, plus ou moins siliceux et phylliteux, et de schistes gris argenté. Dans l'interprétation retenue pour la série de la Castagniccia, cette formation de calcaires et schistes pourrait représenter un équivalent latéral plus carbonaté de la Formation d'Erbajolo.

S3. **Schistes noirs.** Des schistes fins, noirs ou bleu foncé, font suite graduellement aux calcaires et schistes. De rares niveaux de quartzites de quelques centimètres d'épaisseur y sont présents; les niveaux carbonatés y sont encore plus exceptionnels. Dans la série du Monte Alto, la même notation a été prise pour les schistes noirs qui font directement suite aux quartzites.

## TERRAINS NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES

### Miocène

La rotation antihoraire de la Corse s'est achevée avant le dépôt des sédiments miocènes de la plaine d'Aleria et de Saint-Florent. Sur la feuille Corte, deux affleurements sont rapportés au Miocène, l'un de dimension réduite à l'Est de Corte, l'autre entre Francardo et Ponte-Leccia. Le Miocène de Francardo—Ponte-Leccia, localement daté par des fossiles marins, prouve que la mer a largement envahi la partie centrale de l'île.

m. **Conglomérats (Corte).** D'une superficie de 1,4 km<sup>2</sup>, il est essentiellement constitué par des conglomérats grossiers d'une épaisseur d'environ 50 m visibles dans la vallée du Tavignanu et dans la tranchée du chemin de fer. Les conglomérats grossiers sont principalement formés par des éléments du socle occidental plus ou moins roulés, parfois pluridécimétriques, dans une matrice gréseuse indurée. L. Ritsema (1952) y a signalé quelques galets de calcaire à nummulites. En l'absence de preuve paléontologique, l'âge miocène de ces dépôts, recoupés par des failles subméridiennes, découle de leur identité avec ceux du bassin de Francardo—Ponte-Leccia.

### Bassin de Francardo—Ponte-Leccia

Ce miocène, découvert par E. Maury (1901), affleure sur une longueur de 7 km. Les couches sont ployées en un synclinal d'axe N-S, dont les flancs montrent un pendage faible à modéré, et surmontent en discordance majeure diverses unités alpines (parautochtone, Prépiémontais, Ligure). L'ensemble des dépôts a une épaisseur d'environ 500 m, au sein duquel on a distingué trois formations (Ferrandini et Loje-Pilot, 1992). De bas en haut se succèdent la formation continentale de l'Ortone (m<sub>2a</sub>), la formation marine de Taverna (m<sub>2b</sub>) et la formation continentale de Francardo (m<sub>3-5</sub>).

m<sub>2a</sub>. **Conglomérats (l'Ortone).** Située au Nord du bassin, la formation est constituée par un ensemble de conglomérats peu évolués, grano-décroissant vers le haut, de 150 m d'épaisseur. Ce type de dépôts s'apparente à des coulées de débris à la base, suivies par des dépôts fluviatiles. À la base de la formation on note la présence de blocs métriques d'un conglomérat rouge à éléments de rhyolite et de granite alcalin dominants. Ce conglomérat remanié ne semble pas présenter de déformations liées aux phases alpines.

m2b. **Grès et marnes (Taverna).** La formation est située dans la partie nord-est du bassin. D'une épaisseur de 100 m environ, elle montre une légère discordance angulaire par rapport à la formation précédente. À la base on distingue quelques mètres de grès et d'argiles à lignite suivis par un ensemble de marnes et de grès fossilifères (fossiles marins et végétaux) d'environ 20 m d'épaisseur, visible dans la carrière de Taverna. Au-dessus se placent 10 m de conglomérats à galets à émoussé marin essentiellement rhyolitiques. La formation se termine par une épaisse série gréseuse. Les sédiments de la carrière de Taverna ont fourni une abondante faune et flore.

La macrofaune est riche en lamellibranches : *Cardium*, *Tellina*, *Corbicula*, *Arca*, *Lucina*, *Mytilus michelini* (cf. Maury, 1901 ; Savorin, 1901). On note aussi la présence de crustacés, d'échinides et de rares poissons.

La microfaune est dominée par les foraminifères benthiques : *Floerilus boueanus*, *Elphidium* gr. *macellum*, *E. sp.*, *Protoelphidium granosum*, *Ammonia beccarii*, *Reussella spinulosa*, *Bulimina* gr. *elongata*, *B. sp.*, *Brizalina* sp., *Hanzawaia* sp., *Triloculina* sp., *Textularia* cf. *dollfussi*, etc. Quelques rares niveaux ont fourni des foraminifères planctoniques : *Globigerina* cf. *angustiumbilicata*, *G. gr. praebulloides* (détermination J. Magné, in Alessandri et al., 1977). La présence de *Miogypsina* gr. *intermedia* (détermination C. Lorenz) permet d'attribuer à cet ensemble un âge burdigalien probablement supérieur. L'association micropaléontologique témoigne d'un environnement littoral à marginolittoral.

Dans les niveaux marins, de minces passées ligniteuses ont livré une microflore sous forme de pollens d'arécacées (détermination J. Médus). Des macrorestes végétaux se trouvent dans tous les niveaux. Des niveaux de marnes sableuses sont riches en empreintes de feuilles de monocotylédones et de dicotylédones parmi lesquelles ont été reconnus des représentants de la famille des corylacées avec *Carpinum*, des lauracées avec *Cinnamonaphyllum*, des myricacées avec *Myrica*, des salicacées avec *Salix*, des ulmacées avec *Ulmus* etc. (détermination E. Samuel, in Alessandri et al., 1977). Les marnes de Taverna ont en outre fourni une nannoflore avec fréquents *Discoaster deflandrei*, d'assez fréquents *Helicosphaera kamptneri*, *Sphenolithus moriformis*, *Cyclicargolithus floridanus*.

m3-5. **Grès et conglomérats (Francardo).** Cette formation a des caractères comparables à ceux de la formation de l'Ortone. Les éléments des conglomérats sont dans leur très grande majorité d'origine occidentale. Cartographiquement la plus étendue des trois formations, elle dépasse les 300 m d'épaisseur en certains points. Une discordance de ravinement la sépare de la formation précédente.

La formation de l'Ortone représente le début du comblement du bassin et précède vraisemblablement de peu la transgression marine du Burdigalien supérieur. La formation de Francardo ne devrait pas

dépasser le Tortonien moyen en comparaison avec les dépôts de la plaine orientale. En effet les éléments de schistes lustrés et d'ophiolites, quasiment absents dans le bassin de Francardo—Ponte-Leccia, apparaissent en plaine orientale au Tortonien supérieur (Loÿe-Pilot, 1990).

La sédimentation est contrôlée par des failles normales NW-SE et subméridiennes, probablement en relation avec des failles régionales comme par exemple celles de la Balagne. La tectonique synsédimentaire est responsable de l'organisation d'ensemble des dépôts.

### Quaternaire

Traversée du Sud-Ouest au Nord-Est par le cours moyen du Golo, la feuille Corte présente des alluvions quaternaires de ce fleuve, ainsi que du cours inférieur de son affluent l'Asco, au Nord. Un petit affluent du Tavignano emprunte la dépression de Corte du centre de la feuille vers le Sud; lui-même et les torrents tributaires ont déposé des alluvions. L'alluvionnement est remarquable dans la dépression N-S qui court de l'Est de Castiglione à Ponte-Castirla et jusqu'à Corte en passant par le col d'Ominanda. Dans le coin sud-est de la carte, les sommets de la Castagniccia envoient des rivières vers le Golo au Nord-Ouest et au Nord, vers le Tavignano au Sud, et vers la Casinca et la Bravona à l'Est; les alluvions de ces cours supérieurs ne constituent que de petits affleurements. Partout, des colluvions tapissent partiellement les versants (elles n'ont été cartographiées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 1 m).

Seule la partie nord-ouest de la carte présente quelques affleurements de sédiments glaciaires, sur le versant oriental du Capo Razinu (2 268 m) et du Capo Terri Corscia (2 109 m), appartenant au massif culminant de la Corse, celui du Monte Cinto (2 710 m).

Les alluvions du Golo, du Tavignano et de leurs affluents se sont essentiellement déposées en période glaciaire. Leur stratigraphie est établie par leur situation relative, et surtout par le degré d'altération de leurs matériaux, en corrélation avec les alluvions de la Bravona (Conchon, 1975; Caron *et al.*, 1990). Les alluvions les plus anciennes sont les plus altérées; l'altération, reconnue dans les paléosols et les galets, décroît avec l'âge des dépôts. Par corrélation avec les sédiments glaciaires de haute montagne (Conchon, 1975; carte géologique Venaco 1/50 000), et avec les sédiments littoraux (cartes géologiques Sarrola-Carcopino, Ajaccio à 1/50 000), les alluvions Fy<sub>3</sub>, Fy<sub>2</sub>, Fy<sub>1</sub> sont attribuées à trois stades de la dernière glaciation, wurmienne dans les Alpes (Conchon, 1986a); les alluvions Fx et Fw se sont formées pendant les glaciations antérieures et ont été altérées pendant les interglaciaires (Conchon *et al.*, 1986b).

Une tourbière a été signalée par A. Gauthier (comm. *in litt.*) sur le versant sud du Monte Muffraje (extrémité Sud du chaînon oriental de la carte); elle n'a pas été figurée sur la carte. Au pied de la Punta

de Caldane, M. Reille (1975) nota aussi une petite tourbière, de formation récente d'après son contenu pollinique (période subatlantique de l'Holocène, 2 500 ans B.P.).

U. **Travertins.** Un dépôt calcaire à l'émergence de sources a été observé dans la vallée qui descend au Sud de Castelluccio (limite sud-est de la carte). Le cas le plus remarquable est cependant celui des travertins de Bistuglio, 4 km au Nord-Est de Corte. Ils se répartissent en deux niveaux principaux, le plus haut supportant la chapelle Santa-Maria, le plus bas étant en contrebas de la route de Corte.

G. **Sédiments glaciaires (tills).** Des dépôts glaciaires ont été préservés de l'érosion vers 1 450-1 300 m d'altitude dans le cours supérieur d'un affluent de rive droite de l'Asco, le Corbica, ainsi que vers 2 000-1 900 m et 1 600-1 350 m le long du ruisseau de Ruda, affluent du Golo. Les glaces étaient accumulées sur les versants des sommets de plus de 2 100 m dont la ligne de crête passe par le Capu Biancu (2 554 m) et le Capu a u Verdatu (2 586 m), à l'Est du Monte Cinto. L'altération de ces sédiments n'a pas été observée. De par leur altitude, les dépôts ont dû se former pendant le dernier stade des glaciers de vallées en Corse, soit le Würmien supérieur.

Fw. **Alluvions fluviales très anciennes, à paléosol orange-rouge.** Mieux représentées le long du cours inférieur des fleuves, elles ne subsistent ici qu'en un lambeau, en rive gauche du Negretto, affluent de rive sud de l'Asco. Les galets sont très altérés, beaucoup sont pulvérulents; les galets de lamprophyres sont altérés avec un cortex rouille, épais de 3 mm à 1 cm.

Fx; Jx. **Alluvions fluviales (F) ou torrentielles (J) anciennes, à paléosol orange.** Elles se présentent en lambeaux dispersés le long des rivières. Signalons : le cône de déjection du Negretto au Sud de l'Asco, quelques affleurements en haute terrasse en rive droite de l'Asco, le long de l'affluent du Golo à l'Est de Castiglione, au confluent du Canavaghia et du Golo au Sud de Ponte-Leccia. De beaux cônes de déjection (Jx) rejoignent le ruisseau d'Ota au Nord de Corte. Leur caractéristique d'altération est la grande proportion de galets de roches grenues pulvérulents, et le cortex orange mince autour des lamprophyres.

Fy1; FCy1; Jy1; JCy1. **Alluvions fluviales (F) ou torrentielles (J) assez anciennes, à paléosol orange; alluvions à matériel colluvial (FC ou JC).** Ces sédiments sont les plus récentes alluvions rubéfiées de Corse. Parmi les galets, ceux constitués de roches grenues, granites ou gabbros selon le bassin-versant, sont pulvérulents dans leur majorité; ceux formés de lamprophyres ou de diabases ont un cortex décoloré, gris, mais n'ont pas de cortex orange.

Fy2; FCy2; Jy2; JCy2. **Alluvions fluviales (F) ou torrentielles (J) ou à matériel colluvial (FC, JC) récentes, à sol brun.** Elles forment la basse terrasse, particulièrement étendue le long du Golo, dominant le

lit actuel de 10 à 15 m. Les galets de granites et gabbros y sont pulvérulents dans une faible proportion. La matrice n'est pas rubéfiée, mais brune.

Fy<sub>3</sub>; FCy<sub>3</sub>. **Alluvions fluviales (F) ou à matériel colluvial (FC) très récentes et actuelles, à sol gris.** Elles constituent les très basses terrasses, 5 m au-dessus du lit actuel, et elles n'ont pas été distinguées cartographiquement du lit majeur actuel. Leur sol est très faiblement développé, la matrice est restée grise, et les galets ne sont pas altérés.

F; J. **Alluvions fluviales et torrentielles d'âge indifférencié.** Aucune coupe n'a permis de voir l'état d'altération ni d'estimer la position stratigraphique de ces dépôts, dont l'altitude au-dessus du lit actuel n'est pas caractéristique.

C. **Colluvions.** Cailloux anguleux des versants dans une matrice sableuse, ou sable silteux sans cailloux, arène colluvionnée. Leurs éléments sont granitiques sur tous les massifs granitiques; ils sont formés de gabbros et serpentinites dans la zone des schistes lustrés, par exemple autour de Morosaglia dans la Castagniccia.

L'arène colluvionnée n'a pas (ou que très peu) de cailloux sur les versants en rive nord du ruisseau de Padule-Canavaghiola, affluent de rive gauche du Golo entre Francardo et Ponte-Leccia. La fracturation de roches en place, comme dans la région de Sermano (Castagniccia du Sud-Ouest = Bozio) facilite leur fragmentation et altération; les colluvions sont abondantes, riches en blocs. L'érosion peut entraîner le départ de la matrice, et il apparaît ainsi des chaos de blocs résiduels.

CJ. **Colluvions étalées en cônes de déjection.** Le caractère colluvial domine, à la différence des alluvions à matériel colluvial (JC). Les cailloux ne sont pas émoussés, par suite d'un transport très court. Un cône de ce type a été figuré par exemple en rive sud de l'Asco, près du confluent du Grotta.

CF. **Colluvions entraînées par les rivières.** Disposées en terrasses fluviales d'âge indéterminé, ces formations ont un matériel anguleux résultant d'un faible transport, par exemple dans la vallée du Toidina à l'Est d'Omessa.

E; Ez. **Éboulis.** Dépôts de gravité, à éléments lithiques anguleux, sans matrice. D'énormes « coulées » anciennes de blocs granitiques, entaillées par des torrents actuels, occupent les dépressions N-S entre Corte et Castirla. Elles proviennent des grands ravins qui dévalent des montagnes au Nord-Ouest et au Sud-Ouest du col d'Ominanda. Un large cône ancien de blocs de gabbros, descendus vers l'Ouest à partir des reliefs de la forêt de Pineto, surmonte le Miocène de la rive droite du Golo au Nord-Est de Francardo (Guinchelle). Son épaisseur est telle qu'il avait été pris jusqu'à maintenant pour des gabbros en place. Un pointement de Miocène conglomératique, *sans galets de gabbros*, en émerge au lieu-dit Avertello (cote 406).

Un grand panneau, épais de plus de 20 m, de pyroclastites du Permien est superposé aux serpentinites ligures, à l'Est de la Bocca di Riscamone, autour de la cote 592. Il doit s'agir d'un grand glissement en masse à partir du Permien de la bordure nord du massif de la Cima Pedani.

## FAILLES ET DÉFORMATIONS ALPINES DANS LE SOCLE CRISTALLIN

Dans la partie sud-ouest de la feuille, d'orientation NE-SW et traversant la région des gorges de la Scala di Santa-Regina (Golo), une bande d'accidents dont la nature évolue depuis des failles à quartz-actinote jusqu'à des failles ductiles, recoupe les granitoïdes carbonifères et permien. Cette zone d'accidents se poursuit vers le Sud sur la feuille Venaco dans la région du haut Tavignano. À proximité de ces accidents, sur une distance pouvant aller jusqu'à quelques centaines de mètres de l'axe de la faille, la schistosité transforme ces granites en orthogneiss (« protogine »). Le développement de l'amphibole bleue et de stilpnomélane à partir d'amphiboles vertes alcalines est fréquent dans le complexe U3 de Popolasca. Au cœur de l'ensemble des accidents figurés par les symboles ~~, le quartz apparaît toujours sous la forme de « plattenquartz » et localement sous la forme de petits grains coalescents recristallisés ; les micas sont recristallisés en chlorites flexueuses, les plagioclases sont entièrement séricitisés et les perthites présentent toutes une orientation et sont de forme sigmoïde. En s'éloignant de la zone centrale de l'accident, on observe tous les termes de transition au granite non déformé.

Ces phénomènes ont été décrits dans ce secteur par P. Laurent qui a conclu que la géométrie des zones de cisaillement et les directions de mouvement sont compatibles avec une direction de cisaillement principal subhorizontale N155. L'étude géochronologique systématique menée par H. Maluski sur la déformation dans les granites de la Scala di Santa-Regina, l'a amené à conclure qu'un âge compris entre 30 et 40 Ma est une valeur plausible pour dater l'effet des déformations alpines dans le socle cristallin.

## DONNÉES PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET STRUCTURES DE LA « ZONE DE CORTE »

Sous le nom de « zone de Corte » seront regroupées les unités comprises entre le socle occidental (autochtone) et la « nappe des schistes lustrés » (Ligure *s.l.*) à matériel ophiolitique, à l'Est. Ainsi comprise, cette zone regroupe, tectoniquement de bas en haut et globalement de l'Ouest vers l'Est :

- la couverture mésozoïque et éocène du socle occidental, et sa prolongation vers l'Est (« parautochtone »);
- l'allochtone prépiémontais : (1) à l'Ouest, les unités cortenaises (Permien à Éocène supérieur); (2) à l'Est, l'unité de Caporalino—Pedani (socle + Permien à Éocène supérieur);



- la nappe de Santa-Lucia, « piémontaise externe » (socle ancien + Crétacé supérieur transgressif);
- l'allochtone « balano-ligure » de Pineto—Tribbio (ophiolites, Jurassique supérieur, Crétacé inférieur et « moyen »), suite méridionale de la nappe de Balagne.

## PALÉOGÉOGRAPHIE

### Trias—Lias inférieur

On attribue au Trias « inférieur » une mince formation détritique colorée, représentée dans la partie la plus orientale des *unités para-rauchtones*, au Nord-Est de Soveria : elle y repose sur les cornéennes hercyniennes. À la même longitude, plus au Nord (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), les deux flancs du Tenda révèlent des roches analogues, auxquelles font suite des dolomies calcareuses à horizons bréchiques (Trias moyen). Quant aux affleurements de cet âge au Sud de Castirla et à l'Est de Popolasca, ils sont attribués (Durand-Delga, 1984) au Prépiémontais. Ainsi peut-on admettre que la Corse occidentale était exondée à cette époque. On doit toutefois se souvenir qu'entre le Nord-Ouest de la Sardaigne (Nurra) et la Provence, une liaison marine devait exister au Trias et au Lias, par l'Ouest du massif occidental émergé.

Par contre, les *unités prépiémontaises* possèdent une série triasico-liasique épaisse et bien caractéristique. Le Trias « inférieur » détritique surmonte le Permien volcanogène, rubéfié à son sommet. Le Trias supérieur carbonaté (Norien dolomitique, Rhétien calcareux) en est décollé au-dessus d'un niveau d'évaporites transformées en cargneules. Par rapport au Trias carbonaté prépiémontais des Alpes ligures, on remarquera l'absence ou en tout cas l'extrême réduction des niveaux carbonatés du Trias « moyen ».

Un régime évaporitique s'installe donc vers le milieu du Trias, évoluant au Norien vers un milieu marin littoral avec émerSIONS périodiques, que marquent des intercalations de pélites colorées, paraissant dériver du remaniement d'altérites continentales. Des traces d'instabilité sont connues : horizons de brèches sédimentaires, passées de tuffites basiques. Au Rhétien et à l'« Hettangien », le milieu, plus franchement marin, correspond à un domaine littoral d'agitation modérée (oolites, lumachelles). Quant aux calcaires micritiques lités du Lias inférieur proprement dit, parfois à lits siliceux, souvent chargés de fins détritiques et de matière organique, ils permettent d'évoquer un milieu de sédimentation calme, parfois euxinique. L'intercalation de puissantes crachées bréchiques, parfois à très gros blocs, dans certains secteurs (Cima Pedani, Sud du Pinzalaccio, écaille de Corte s.s., crête de l'Orienda au Nord de Pedigriggio) prouve que, périodiquement, à partir d'abrupts de failles en distension, se déclenchaient des éboulements sous-marins. Ces brèches chaotiques remanient presque uniquement les sédiments carbonatés du Trias supérieur—Lias et,

plus rarement, du Permien rhyolitique. Elles sont périodiquement interrompues par la sédimentation « normale » de calcaires micritiques, parfois déstabilisés et resédimentés en grands panneaux. On ne connaît pas en Corse, dans le domaine prépiémontais, de Lias moyen ou supérieur attesté.

Dans les domaines plus orientaux, l'incertitude règne. Le Trias—Lias manque dans la nappe de Santa-Lucia où il a pu être déblayé avant la transgression du Crétacé « moyen ». Dans l'ensemble des *schistes lustrés*, certaines séries ont pu être attribuées au Trias—Lias :

— série de Santo-Pietro-di-Tenda : une succession de quartzites et de roches carbonatées marmorisées, parfois à microbrèches (débris de quartz, de dolomie, parfois de granites), intensément métamorphisée, est connue autour du Nebbio, dans des unités situées à la base de l'allochtone des schistes lustrés. Des termes analogues sont intriqués (associés, selon J.M. Caron) aux « roches vertes » du San-Petrone. Certains auteurs y voient du Trias—Lias, couverture décollée d'un ancien socle continental (M. Durand-Delga, J.C. Lahondère,...), et prolongeant à l'Est le domaine prépiémontais ;

— série de Bagliacone—Riventosa : composée de calcaires détritiques à lits siliceux avec des niveaux de brèches et de microbrèches, que J.M. Caron avait autrefois comparés au « Lias prépiémontais » des Alpes occidentales, mais que M. Durand-Delga associe au flysch crétacé de Tralonca (nappe de Santa-Lucia) ;

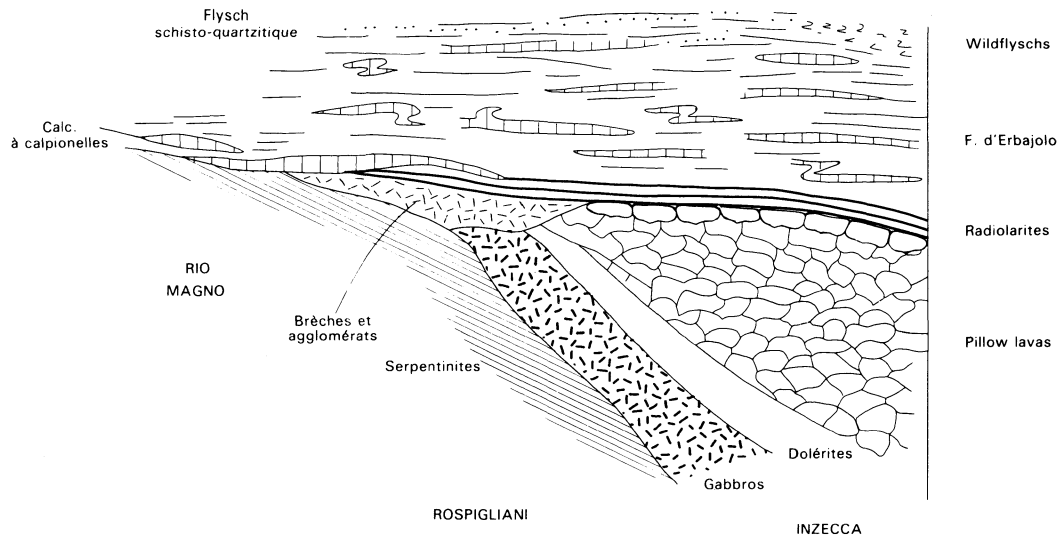
— série de la Castagniccia : sa base (?) calcaro-calcschisteuse a pu être parfois considérée comme liasique, mais la plupart des auteurs voient actuellement dans cette série un ensemble post-ophiolitique, crétacé donc.

### **Dogger—Malm**

C'est à une époque mal déterminée mais en tout cas bien antérieure au dépôt des radiolarites post-ophiolitiques (datées dans la nappe de Balagne du créneau Callovien à Tithonien) que s'ouvre l'océan ligure, entre les deux bâtis continentaux ouest-européen et insubrien (Adria). On peut alors opposer un domaine paléogéographique occidental, sur croûte continentale, et un domaine oriental ligure (alpino-apenninique), sur croûte océanique.

• **Domaine continental.** Dans l'*autochtone* (Popolasca, Castiglione, etc.) et le *paraautochtone* (Castello-di-Serravalle, etc.), des calcaires massifs, souvent marmorisés, à fantômes de coraux, reposent de loin en loin sur le socle ancien dont ils englobent des débris.

Dans le *domaine prépiémontais*, un brutal changement de régime intervient à la fin du Lias ou au début du Dogger. D'épaisses accumulations de brèches à blocs de roches de socle et de Permien, passant latéralement à des séries gréseuses rythmiques, surmontent divers termes plus anciens : socle, Permien ou Trias—Lias selon les points. On connaît ces brèches dans l'écaille de Corte (*s.s.*), dans l'unité du Pinzalaccio, dans la partie sud de l'Orienda et surtout dans l'unité de



**Fig. 9 - Succession possible des unités ophiolitifères ligures (s.s.) de Corse orientale**  
 (d'après Durand-Delga, 1984)

Caporalino—Pedani. On peut voir dans ces dépôts le remplissage de gouttières N-S (?), créées par le basculement de panneaux de la marge continentale le long de fractures listriques. Quelques filons et coulées basaltiques recoupant ces formations, ou intercalées en leur sein (Cima Pedani, Est de Bistuglio), représentent peut-être l'écho, en domaine continental, de la mise en place des ophiolites ligures.

Des calcaires massifs, en particulier les célèbres calcaires de Caporalino, datés par des coraux de l'Oxfordien—Kimméridgien à leur sommet, arrivent en transgression sur les brèches précédentes. Riches en débris de socle, ils sont tout à fait comparables à ceux de l'autochtone. On y trouve à la fois des dépôts de forte énergie (calcaires oolitiques ou biodétritiques) et des dépôts micritiques pouvant caractériser des secteurs de type lagon. Des résidus de ces calcaires ont été récemment mis en évidence au Nord-Est de Corte, au-dessus des brèches de Bistuglio, tenues précédemment pour crétacées ou éocènes par certains auteurs. Ces mêmes calcaires devaient exister dans le domaine de Santa-Lucia (ou non loin de lui) puisque le Conglomérat du Tomboni en remanie des blocs, parfois de grande taille.

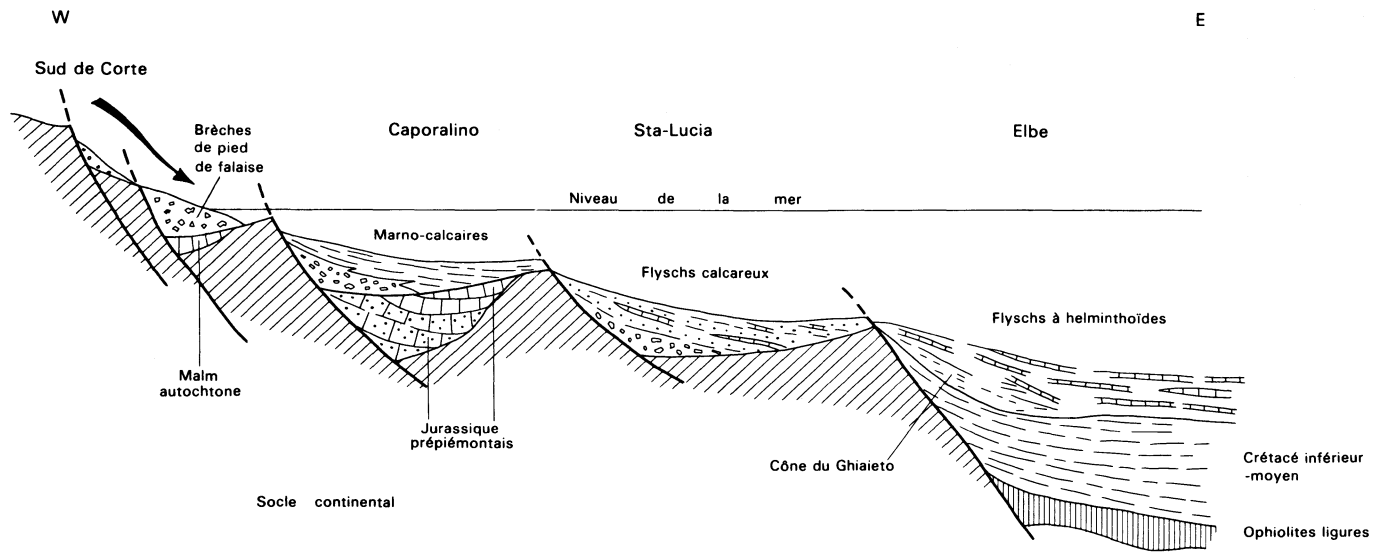
On a pu également attribuer au Dogger—Malm une partie des séries de Santo-Pietro-di-Tenda, de Bagliaccone et de la Castagniccia, mais de telles attributions restent fort douteuses.

• **Domaine océanique** (fig. 9). Le cortège ophiolitique comporte, dans la *série de l'Inzecca*, les trois termes classiques — péridotites, gabbros, laves en coussins —, les radiolarites reposant sur ces dernières. Par contre, dans certaines imbrications (*série de Rospigliani* de M. Ohnenstetter, *série du Monte Piano Maggiore* de G. Péquignot et J.L. Potdevin), c'est directement sur des gabbros ou sur les serpentinites que reposent les radiolarites, par l'intermédiaire d'ophicalcites, de brèches et agglomérats volcaniques à ciment de hyaloclastites; des filons acides (« albitites ») ou basiques les traversent. De telles séries s'observent sur la feuille Corte, entre Rusio et Valle-di-Rostino. L'absence ou en tout cas l'extrême réduction des pillow lavas dans ces unités ont pu être expliquées par la position initiale de ces successions le long d'anciennes fractures transformantes, dont les reliefs de faille alimentaient des écroulements dans l'océan ligure.

Dans l'*unité balano-ligure* de Pineto, suite méridionale de la nappe de Balagne, les radiolarites reposent également sur de minces pillow lavas, et parfois directement sur des gabbros.

### Crétacé inférieur

• Dans le **domaine océanique ligure** (fig. 9), de type Inzecca, la Formation d'Erbajolo, schisto-calcaire épimétamorphique, succède aux radiolarites du Malm. Elle est considérée comme d'âge crétacé inférieur, à l'image des séries analogues, non métamorphiques, de l'Apennin. Sa ressemblance de faciès avec les termes schisto-calcaires de l'unité de Pineto—Tribbio, au Sud-Ouest de Ponte-Leccia (des calcaires « Palombini » ont montré des calpionelles du Berriasien) et avec ceux de l'unité du Rio Magno, en bordure de la plaine d'Aleria



**Fig. 10 - Interprétation de la situation des bassins au Crétacé supérieur**  
(selon Magné et Durand-Delga, 1983)

(ici encore, des calcaires de type Palombini ont révélé des calpionelles du Berriasien) est en effet telle que le doute n'est guère permis quant à leur âge.

Ainsi, le domaine océanique ligure, une fois les ophiolites mises en place, a-t-il reçu une épaisse sédimentation vaseuse, à tendance turbiditique. On peut raisonnablement penser que les séries schisteuses-calcschisteuses de la Castagniccia en sont contemporaines.

• Dans le **domaine continental**, plus occidental, le Crétacé inférieur ne semble pas représenté par des dépôts, sinon très réduits. Dans la *nappe de Santa-Lucia*, le Crétacé « moyen » repose directement sur le socle.

Dans le *domaine prépiémontais*, ce n'est que dans l'unité de Caporalino qu'ont été mis en évidence, ravinant les calcaires du Malm, de minces calcaires micritiques roses : or des galets de micrites analogues, englobés au sein du Crétacé supérieur de cette unité, ont montré des calpionelles du Berriasien inférieur.

Dans l'*autochtone* enfin, selon S. Amaudric du Chaffaut, des croûtes minéralisées (cas du Razzo Bianco, près de Venaco) pourraient être également rapportées au Crétacé inférieur.

Il faut cependant noter que les érosions ayant précédé ou accompagné la phase tectonique de la fin du Crétacé inférieur (« phase autrichienne ») ont pu éliminer toute trace d'une éventuelle sédimentation éocrétacée dans les unités à substratum continental. On connaît en effet des galets de Barrémo-Aptien épicontinental, daté par foraminifères, dans l'Éocène (?) autochtone de la région de Porto-Vecchio (Durand-Delga et Peybernès, 1986) et dans les conglomérats du Crétacé supérieur de l'allochtone de Macinaggio (Lluch, 1989). L'origine de ce matériel est à rechercher logiquement dans l'ancienne couverture des unités occidentales de Corse, où nulle trace ne s'en observe plus.

### **Crétacé « moyen »-supérieur (fig. 10)**

• **Domaine océanique.** Dans le *domaine de type Inzecca*, la sédimentation s'achève par une série de schistes, quartzites et niveaux de calcaires gréseux. Certains lits siliceux rappellent le faciès des « lydiennes » (spongolites en fait) albo-cénomaniennes de la nappe de Balagne. L'absence apparente de Crétacé supérieur post-cénomarien est souvent expliquée par le fait que cette colonne ligure aurait été alors subductée sous l'un des deux ensembles continentaux qui l'encadrent (en général on admet que cette subduction se fait vers l'Est). Un écho superficiel en serait constitué, aux yeux de J.M. Caron (1977), par les wildflyschs cartographiés à l'Ouest d'Erbajolo (feuille à 1/50 000 Venaco), au Sud-Est de Sermano : on trouve là un ensemble schisteux englobant des éléments variés (fragments de bancs en général), parmi lesquels d'anciennes « lydiennes ».

Il convient cependant de rappeler que des profils monocarénés en ankérite, observés microscopiquement dans certains schistes lustrés des Alpes franco-italiennes, ont été considérés (Lemoine *et al.*, 1984; Fudral *et al.*, 1987,...) comme des sections de foraminifères plancto-

niques du Crétacé supérieur. Si cette interprétation était retenue, l'éventualité de la présence de termes de cet âge dans les schistes lustrés corses serait à considérer.

Le *domaine balano-ligure* a pratiquement échappé aux transformations métamorphiques, qui ont affecté l'ensemble précédent au Crétacé supérieur. Mais ici, des dépôts détritiques surmontent les niveaux du Crétacé inférieur, qu'ils ravinent. Une série d'imbrications rattachables à la « nappe de Balagne » (*s.l.*) se situent sur la feuille Corte, au Sud-Ouest de Ponte-Leccia. Ainsi, dans l'unité de Pineto-Tribbio, aux Palombini succèdent des grès calcaires et microbréchi-ques qui rappellent les grès de la gare de Novella en Balagne, qui sont datés du Cénomaniens ; une formation à « lydiennes » et à conglomérats du type « brèche de Toccone » (Crétacé moyen de Balagne) y est aussi connue. De même, les conglomérats de l'Aiale, le long de la route Ponte-Leccia-Asco, peuvent correspondre à la formation de l'Alturaja en Balagne (Turono-Sénonien ?). La caractéristique de toutes ces assises consiste dans leur richesse en débris empruntés au socle continental. On peut en conclure que le domaine balano-ligure se situait à cette époque au voisinage relatif de la Corse occidentale dont proviendraient tous ces détritiques.

• **Domaine continental.** Dans le *domaine « piémontais externe »*, la couverture de la nappe de Santa-Lucia recèle également une formation à « lydiennes » : ce flysch, chargé de crachées grés-conglomératiques, y fait suite au puissant Conglomérat du Tomboni, par lequel débute, sur le socle continental, la sédimentation crétacée : ce conglomérat peut représenter un faciès d'écroulement des bordures faillées de ce bassin. Au-dessus du flysch à « lydiennes » vient le flysch calcaire de Tralonca, apparemment transgressif. Ce flysch, qui a localement fourni une association micropaléontologique sénonienne, rappelle certains flyschs à helminthoïdes du domaine alpino-apenninique, qui ont pu, eux, se déposer au-dessus d'une partie, non encore subductée, du domaine océanique ligure.

Parmi toutes les *unités prépiémontaises*, seule l'unité de Caporalino montre des assises datées du Crétacé supérieur, sous forme de marnocalcaires hémipélagiques, souvent silteux. Ils s'indentent avec des brèches chaotiques grossières, qui reposent en discordance sur divers termes jurassiques préalablement ravinés.

Dans le *parautochtone et l'autochtone*, des brèches d'écroulement continentales (?) à matériel « siliceux » (socle et Permo-Carbonifère) ravinent les calcaires du Malm et sont surmontées en discordance par l'Éocène détritique. Il est convenu d'y voir du Crétacé supérieur.

Ainsi, à cette époque, la marge continentale corse semble-t-elle avoir été découpée en compartiments N-S, effondrés vers l'Est, limités par des failles listriques (fig. 10). Les débris empruntés aux parties du socle mises en relief sont piégés dans les dépressions suspendues qu'induirait le basculement de tels panneaux. Chacun de ceux-ci possède une sédimentation originale, bien que toujours associée à des faciès détritiques grossiers : purement bréchi-que dans l'autochtone,

hémipélagique dans la partie prépiémontaise (Caporalino), turbiditique dans la partie « piémontaise externe » (Santa-Lucia).

### **Paléocène—Éocène inférieur**

Dans l'*autochtone*, la présence de calcaires gréseux à grands foraminifères du Paléocène supérieur—Éocène inférieur est attestée dans deux secteurs : dans la région de Solenzara, à la suite du Maastrichtien, et à la Punta di Zurmulu, 1,5 km au Sud-Ouest de Corte (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1974), directement en transgression sur le Paléozoïque. Ainsi, une mer épicontinentale baignait-elle alors la partie orientale du socle corse. Celui-ci devait cependant comporter des reliefs tectoniques actifs, relativement proches, à en juger par la puissance des conglomérats grossiers dans lesquels, près de Corte (Punta di Zurmulu), sont indentés les calcaires précédents.

Cette mer devait s'étendre vers l'Est puisque des restes de Paléocène calcaire, ici encore intriqués dans une masse conglomératique (remaniant des blocs divers, parmi lesquels des marno-calcaires sénoniens), sont connus dans la couverture de l'*unité prépiémontaise* de Caporalino (Rieuf, 1980). On connaît aussi, remaniés dans l'Éocène prépiémontais de l'Ernella (unité de Caporalino) et de Bistuglio (unité du Pinzalaccio), des galets de calcaires du Cuisien et du Lutétien inférieur. Plus au Nord, au-delà du parallèle de Francardo, les dépôts du Paléocène—Éocène inférieur paraissent avoir été déblayés avant la transgression du cycle suivant.

### **Éocène moyen-supérieur**

Il correspond en effet à un nouveau cycle sédimentaire, contemporain de mouvements tectoniques importants, ce qui explique la variabilité des faciès.

Dans l'*autochtone et le parautochtone*, la série débute par des conglomérats et grès grossiers, qui semblent d'autant plus puissants qu'on se trouve plus à l'Ouest (Popolasca). Par places, des calcaires à nummulites du Lutétien moyen-supérieur et du Bartonien surmontent les assises détritiques ou s'indentent avec elles. La succession est couronnée par une série périto-gréseuse, plus ou moins rythmique, dont l'âge précis n'est pas encore établi.

Dans le *domaine prépiémontais*, l'Éocène présente une succession analogue, mis à part l'absence de calcaires à nummulites en place. Ses dépôts fossilisent une paléomorphologie très contrastée. Ainsi voit-on dans l'unité de Caporalino de puissants conglomérats englobant des olistolites variés, en particulier des calcaires du Malm, remplir des paléodépressions ou mouler des paléoversants. Au-dessus, la série devient pélitique, parfois marneuse, pour redevenir franchement détritique, sous forme d'un flysch gréseux : au sein de ce dernier, des galets de calcaires à nummulites du Lutétien prouvent que ces faciès



existaient primitivement dans cette zone, ou du moins à son proche voisinage.

Au total, les domaines autochtone, parautochtone et prépiémontais correspondent, à l'Éocène moyen-supérieur, à une espèce d'avant-fosse, à sédimentation détritique épaisse, riche en conglomérats et en paquets glissés (olistolites) de provenance orientale. Jusqu'où allait vers l'Est ce « bassin »? On sait que la zone balano-ligure lui appartenait, puisqu'une série flyschœide de l'Éocène moyen-supérieur y surmonte les termes crétacés (sous-unité de l'Annunciata dans la nappe de Balagne).

Dans la *nappe de Santa-Lucia*, cependant, le flysch calcaréo-gréseux, autrefois tenu pour éocène, est actuellement considéré en totalité comme du Crétacé supérieur, ce qui ne veut pas dire que de l'Éocène ne lui ait pas fait suite initialement (comme cela paraît être le cas dans son homologue, la nappe du bas Ostriconi, en Balagne).

Quant à la « *nappe des schistes lustrés* » (s.l.), elle est largement allochtone par rapport aux unités précédentes, ce qui empêche de savoir jusqu'où, vers l'Est, s'étendait la mer éocène. On sait cependant que, dans l'Apennin et dans les Alpes ligures, de l'Éocène moyen-supérieur détritique surmonte en discordance certains flyschs à helminthoïdes (Sénonien supérieur et Paléocène, parfois). C'est vers la fin de l'Éocène (et au début de l'Oligocène?) que se produisit la mise en place finale des nappes, tout au moins des unités prépiémontaises, des unités de type Santa-Lucia et de la nappe ligure de Balagne. En ce qui concerne la « zone des schistes lustrés », il est certain que sa partie frontale (Ligure de type Inzecca) a chevauché vers l'Ouest, sur une flèche d'au moins 10 km, l'ensemble des nappes précédentes, et en particulier leurs termes éocènes. Par contre les opinions divergent pour ce qui est de l'âge, Crétacé supérieur ou Éocène, du découpage des nappes actuellement visibles à l'intérieur de ce grand ensemble des schistes lustrés.

L'Oligocène n'a pas été caractérisé en Corse à ce jour. Rappelons qu'en Italie du Nord, les dépôts « stampiens » du bassin tertiaire liguro-piémontais surmontent en discordance majeure l'ensemble des unités des Alpes ligures (Briançonnais, Prépiémontais, Piémontais, schistes lustrés) et leur contact avec le système apennin. Si l'emplacement primitif du Nord de la Corse, avant sa rotation, se situait contre la Ligurie (c'est-à-dire à une faible distance du bassin du Pô), on peut supposer que l'ensemble des phénomènes tectoniques tangentiels analysables dans l'île (mise en place des nappes, plissements les affectant avec deux phases principales, enfin rétrocharriage vers les zones internes) se sont succédé très rapidement et avant le Stampien.

## TECTONIQUE ALPINE

Le regroupement des unités tectoniques locales dans tel ou tel des grands ensembles définis plus haut a été décidé essentiellement au vu des séries lithologiques. En effet, les contacts anormaux qui séparent les unités possèdent souvent une signification ambiguë. On ne s'étonnera donc pas que, dans le passé, l'interprétation de la zone de Corte ait été très diverse, et qu'elle soit encore controversée. Beaucoup de contacts anormaux ont été secondairement, soit réutilisés, soit déformés, soit intersectés par des accidents ultérieurs : ainsi, au Nord-Est de Soveria, le Paléozoïque parautochtone de Malerso chevauche-t-il vers le Nord le matériel prépiémontais ; ainsi encore, au Nord-Est de Corte, des éléments prépiémontais sont-ils superposés aux schistes lustrés.

### Caractères des grandes unités tectoniques

#### Unités ophiolitifères

Elles sont caractérisées actuellement, de l'avis général, comme allochtones par rapport aux ensembles à socle « granitique ». Au Nord de la ligne Castirla—Caporalino, il s'agit de lambeaux « balano-ligures », tels la klippe de Francardo et l'unité de Pineto—Tribbio, éléments les plus méridionaux de la nappe de Balagne, dont le corps est situé sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda. Superposée à ce Balano-Ligure, l'« unité de Ponte-Leccia » (Ollé, 1981) correspond à un grand lambeau de Ligure de type Inzecca (fig. 11, coupe 11)\*.

Au Sud de la ligne Castirla—Caporalino, le Ligure épimétamorphique repose directement sur les unités prépiémontaises : klippes au Nord et au Sud du col de San-Quilico ; lame verticale, entre Castirla et le col d'Ominanda ; résidus de schistes de type Erbajolo au Sud-Est de la Punta Bondomo ; et surtout enveloppe sud du périclinal de l'unité prépiémontaise du Pinzalaccio.

Ce dernier affleurement se relie continûment vers l'Est à la masse principale du Ligure de type Inzecca. Du fait que celui-ci est tectoniquement superposé par ses termes les plus jeunes (Formation d'Erbajolo, crétacée, ou radiolarites du Malm) aux unités « externes » de Santa-Lucia au Nord et de Bagliacone—Riventosa, au Sud (Caron, 1977), on peut en déduire que, frontalement au moins, la « nappe ligure » présente une disposition en série inverse.

#### Nappe de Santa-Lucia (fig. 11, coupes 12 à 15)

La cartographie détaillée et l'analyse stratigraphique prouvent l'existence et l'unicité de cette nappe, bien définie par L. Ritsema (1952) et T. De Booy (1954). En effet, entre Tralonca, Rusio et Santa-Lucia, le

\* La figure 11 est présentée en fin de notice (dépliant).

socle ancien de cette nappe repose sur le « flysch » éocène de l'unité de Caporalino.

Vers le Sud, cet Éocène s'enfonce en tunnel sous le socle de Santa-Lucia, largement développé dans cette direction et qu'un abaissement d'axe (phase miocène) amène au niveau du Tavignano. De ce côté-là (bord nord de la feuille Venaco), les « gneiss » de Santa-Lucia chevauchent localement le Ligure-Inzecca, le long d'un accident inverse, allongé E-W.

Vers le Nord, à l'inverse, le socle de Santa-Lucia s'effile et disparaît complètement au Nord-Ouest de la ligne Tralonca—Erone : ainsi le Crétacé supérieur de la nappe (Conglomérat du Tomboni, plus rarement flysch de Tralonca) y est-il directement superposé à l'Éocène de Caporalino.

### **Unité de Caporalino—Pedani (fig. 11, coupes 12 à 16)**

Cette unité est en situation d'autochtone relatif. Par contre, dans sa partie nord (zone de la Cima Pedani), la position en a été très discutée, certains auteurs ayant voulu la voir superposée aux unités ophiolitiques environnantes. Une telle hypothèse n'aurait rien d'absurde car c'est bien la situation des unités, à matériel également prépiémontais, du Nebbio, au Sud de Saint-Florent. En fait, la cartographie détaillée (Amaudric du Chaffaut, 1980 ; Rieuf, 1980 ; Rodriguez, 1981) prouve que les « deux unités » de Caporalino et de Pedani se relient en parfaite continuité au Nord d'Aïti.

En conclusion, il s'avère que l'unité de Caporalino—Pedani, qui apparaît dans une belle fenêtre au Sud, sous la nappe de Santa-Lucia, perce dans sa partie nord (zone de Pedani), en extrusion, la superstructure tectonique, qu'elle peut même localement chevaucher. Ici la nappe de Santa-Lucia n'apparaît qu'à l'Ouest du pont de Scoltola, sous forme d'une mince lame. En général, le contact du Prépiémontais de Pedani se fait directement avec les unités ophiolitifères (Balano-Ligure de Pineto à l'Ouest ; Ligure-Inzecca à l'Est).

On ignore quel est le substratum tectonique de l'unité de Caporalino—Pedani, dont le matériel prépiémontais permet de soupçonner l'allochtonie. À l'Ouest de Caporalino, cette unité chevauche sous un fort angle les écailles cortenaises ; mais, du fait qu'une écaille à matériel parautochtone sépare les deux ensembles prépiémontais, cet accident, au demeurant d'ampleur limitée, apparaît comme d'un âge relativement tardif.

### **Écailles cortenaises**

Leur puissant matériel sédimentaire (Permien volcanogène, Trias et Lias carbonatés, « Dogger—Malm » détritique) est identique à celui de l'unité de Caporalino—Pedani, dont la série a permis de définir le

domaine prépiémontais de Corse (Durand-Delga *et al.*, 1981). C'est sur ce Mésozoïque que vient en transgression l'Éocène détritique.

Les ensembles « prépiémontais » dessinent en plan deux alignements principaux N-S :

- l'un, occidental, va de Popolasca à l'Ouest de Corte, par Castirla ;
- l'autre, oriental, se suit de Piedigriggio à Prato, Soveria, jusqu'au Nord-Est de Corte.

Ces deux alignements sont encadrés par trois bandes N-S, où l'Éocène détritique (et calcaire) repose en général directement sur le socle paléozoïque, de menus témoins de calcaires du Malm et de brèches du « Crétacé supérieur » s'intercalant parfois entre eux. On trouve ainsi (cartouche structural, fig. 11) :

- une bande occidentale (autochtone) ;
- une bande médiane, à l'Est de la ligne des cols (Bocca Tiagna, Croce d'Arbitro, Ominanda) ;
- un chapelet d'affleurements orientaux enfin, au Sud-Est de Piedigriggio, à l'Ouest de Francardo, au Nord-Est de Soveria (Punto di Malerso) et au Sud de San-Quilico (Piercortinco).

Pour expliquer cette grande différence dans la composition des successions lithostratigraphiques (il n'y a par contre pas de différences essentielles de faciès entre les termes qui se rencontrent dans les deux « colonnes » : Malm supérieur calcaire, Éocène détritique), deux hypothèses ont été proposées. La première est de type « autochtoniste » (*cf.* Limasset, 1958) : les bandes où l'Éocène repose directement sur le socle seraient des horsts N-S, dont les termes mésozoïques auraient été déblayés avant la transgression éocène ; les bandes comportant un puissant Mésozoïque auraient valeur de grabens où l'érosion anté-éocène n'aurait pas pu s'exercer. La seconde interprétation (Durand-Delga, 1984) est « allochtoniste » : on distingue ainsi le domaine occidental, autochtone et parautochtone, où l'Éocène est transgressif sur le socle (absence de dépôts pendant presque tout le Mésozoïque), et un domaine oriental, allochtone, à puissante série mésozoïque et permienne, prépiémontaise.

Ce second point de vue s'appuie sur divers arguments :

- le voisinage *immédiat* de successions aussi différentes (Éocène sur socle d'un côté, Éocène sur puissant Mésozoïque de l'autre), s'il correspondait à des bordures de paléo-horsts, devrait se traduire dans les compartiments « affaissés » par des talus de brèches grossières à débris de Mésozoïque arrachés au compartiment « surélevé », ce qui ne s'observe pas ;
- les « roches vertes » de l'allochtone ligure reposent uniquement sur le matériel prépiémontais et ne se trouvent parfois au contact direct du parautochtone (Ouest de Francardo) que par le jeu de fractures tardives ;
- les alignements N-S à séries mésozoïques ne se prolongent pas au Nord de l'Asco, où l'Éocène autochtone de haute Balagne repose directement sur le socle ancien.

Il faut cependant reconnaître que la position structurale supérieure des éléments dits « prépiémontais » n'apparaît guère sur le terrain. Ce n'est qu'à l'Ouest de Castirla et de Corte que ce Permien—Mésozoïque chevauche, sous un angle moyen à fort, l'Éocène transgressif sur le socle autochtone. Par contre, l'alignement prépiémontais Piedigriggio—Soveria—Pinzalaccio, le plus oriental, est partout en situation ambiguë par rapport au socle parautochtone qui le borde à l'Est et à l'Ouest.

### **Autochtone et parautochtone**

Les ensembles tectoniques précédents (unités ophiolifères, unité de Santa-Lucia, unités prépiémontaises) sont donc considérés comme allochtones et de provenance orientale, leur mise en place s'étant faite lors d'une phase éocène « majeure ».

Le terme de « parautochtone » s'applique à la portion orientale de l'autochtone qui a été écaillée ou replissée en même temps que les unités prépiémontaises et ligures et qui a donc subi, en même temps que celles-ci, des actions tectoniques « post-nappe » mais qui ne s'en sont pas moins réalisées à l'Éocène (ou à l'Oligocène basal).

Il est toutefois logique de supposer que l'autochtone a été préalablement débité en lames « parautochtones », lors de la mise en place des nappes, mais la séparation entre un tel « parautochtone I » synchro-nappe et un « parautochtone II » dû aux mouvements post-nappe, n'a pu être faite.

### **Stades tectoniques successifs**

On peut distinguer : des stades anté-nappe, principalement distensifs ; des stades en compression (raccourcissement), avec formation des nappes ; des stades en compression, suivant de près cette mise en place ; des stades post-nappe affectant le Miocène.

### **Stades anté-nappe dans les unités à matériel non métamorphique**

Les premiers mouvements significatifs se produisent au cours du *Lias inférieur* dans le domaine prépiémontais : fracturation, avec écroulements de falaises sous-marines alimentant de puissantes brèches synsédimentaires à matériel essentiellement carbonaté, triasico-liasique. Au Nord de Corte, ce Lias bréchiq ue arrive en contact direct, apparemment normal, avec le Norien : il serait donc là « discordant ». Il s'agit du premier stade de « rifting ».

À partir du *Lias supérieur* (?) et jusqu'au *milieu du Malm*, le même domaine voit s'accumuler de puissantes brèches dont le matériel essentiel provient du socle, ce qui suppose l'exhaussement brutal de panneaux déjà déblayés de tout ou partie de leur couverture de Trias—Lias carbonaté. Ainsi la fracture (actuellement N-S) séparant le pan-

neau de la Cima Pedani (*s.s.*) d'avec, à l'Ouest, le panneau de Padule (Prépiémontais), a-t-elle joué après le Lias inférieur avec un regard E, avant de refunctionaliser pendant et après le dépôt du Dogger—Malm détritique, mais cette fois avec un regard W (fig. 11, coupe 16); la même grande fracture doit se poursuivre vers le Sud, passant à l'Ouest de la Punta Querceto (Ouest d'Aïti, coupe 14), avec à peu près les mêmes caractéristiques.

On constate que le Dogger—Malm détritique est discordant, mais faiblement, par rapport au Lias inférieur qu'il surmonte (Ouest de la Cima Pedani, Est du Pinzalaccio).

Les calcaires à faciès « Caporalino » du *Malm supérieur* sont partout transgressifs : sur le Dogger—Malm détritique dans le domaine prépiémontais et, dans l'autochtone-parautochtone, sur le socle paléozoïque.

Les dépôts du *Crétacé supérieur* (daté ou supposé) reposent en discordance sur divers termes plus anciens :

- actuel domaine autochtone (brèches de la Formation du Vecchio, discordante sur le Malm);
- domaine prépiémontais (Sénonien conglomératique et marneux ennoyant des paléoreliefs entaillant les calcaires du Malm);
- domaine « piémontais » (Conglomérat du Tomboni, peut être cénomano-turonien, venant directement sur le socle ancien);
- domaine balano-ligure (brèches variées et flyschs, succédant aux dépôts argilo-calcaires des Palombini).

Cette tectonique (« phase autrichienne »?) paraît être ici le résultat de phénomènes distensifs supracrustaux, en liaison avec le fonctionnement de failles listriques (fig. 10), ce qui n'est pas inconciliable avec des phénomènes compressifs contemporains, liés à une subduction des domaines plus « internes » des schistes lustrés.

Un stade de déformation se place après le dépôt du Crétacé supérieur dans le domaine prépiémontais de Caporalino : la Formation de Canale, datée du Paléocène supérieur—Éocène inférieur, remanie du Sénonien et repose en discordance nette sur le Dogger—Malm détritique.

L'*Éocène* (conglomérats et « flysch »), où divers horizons du Lutétien ont pu être datés dans des intercalations calcareuses, est lui-même nettement discordant, dans les domaines autochtone (ceci est clair en Balagne), parautochtone et prépiémontais. L'absence de détritiques provenant d'unités plus internes (« roches vertes » en particulier) pourrait signifier que cette importante phase anté-lutétienne n'est pas accompagnée de serrages importants dans ces zones « internes ».

Pour mémoire, rappelons les olistolites de matériel secondaire prépiémontais que l'on trouve dans l'Éocène détritique (autochtone de Balagne, unité du Pinzalaccio au Nord immédiat de Corte). Ceci témoigne de mouvements intra-lutétiens.

## Stades synchro-nappe dans la zone de Corte

La mise en place des nappes (ou au moins son stade final) s'est effectuée après l'Éocène moyen puisque celles-ci impliquent des sédiments de cet âge, qui atteignent vraisemblablement même le début de l'Éocène supérieur. C'est le cas du chevauchement vers l'Ouest des unités prépiémontaises cortenaises par-dessus le parautochtone, du charriage de la nappe de Santa-Lucia sur l'unité de Caporalino, de celui de la nappe de Balagne (et de ses éléments méridionaux situés entre Ponte-Leccia et Francardo) sur l'autochtone ou le parautochtone. Du même âge relève l'avancée vers l'Ouest, d'au moins 10 km, de la « nappe des schistes lustrés » sur les unités prépiémontaises au Nord de Corte (Ritsema, 1952).

Ces phénomènes — ainsi d'ailleurs que les stades compressifs post-nappe que nous verrons plus loin — sont anté-Burdigalien supérieur, comme le prouve le repos, en discordance majeure, du Miocène de Francardo.

Ils sont même vraisemblablement anté-Stampien, comme c'est le cas dans l'Ouest du bassin du Pô, au Nord de Gênes : en effet, on suppose qu'avant la rotation au Miocène inférieur, les deux régions étaient situées à une faible distance l'une de l'autre.

• **Le problème de l'existence de déplacements tangentiels anté-Lutétien.** Le matériel des unités ophiolitifères ligures, qu'il soit épimétamorphique (Ligure-Inzecca) ou moins transformé (Balano-Ligure) paraît parfois présenter un degré de structuration intime (schistosité de flux avec plis « en flammèches ») supérieur au degré de déformation des assises des unités, tectoniquement inférieures, de la zone de Corte. On a donc souvent estimé que cette structuration avait été acquise avant l'ultime charriage vers l'Ouest, à l'Éocène, des ensembles ligures. En se basant sur les âges généralement admis pour le métamorphisme initial des schistes lustrés, cette structuration aurait eu lieu au Crétacé supérieur ou au début du Tertiaire. Cette tectonique tangentielle précoce, symmétamorphe, aurait même pu avoir été accompagnée, pour les mêmes auteurs, par la mise en place de nappes : ainsi aurait pu être expliquée la superposition directe des ophiolites de l'unité ligure (Inzecca) de Ponte-Leccia sur le Crétacé supérieur de l'unité balano-ligure de Pineto—Tribbio (Ollé, 1981); ou celle des ophiolites ligures du Piano Maggiore—Aïti sur le Sénonien (inférieur?) de la nappe de Santa-Lucia (Rieuf, 1980). Une telle interprétation était basée sur l'absence d'Éocène impliqué dans les contacts de base de ces nappes. Mais rien n'interdit de penser que l'Éocène a été tectoniquement éliminé au cours de ces charriages, ou qu'il a été érodé avant que ces unités ne se superposent l'une à l'autre.

En résumé, aucune preuve n'existe, dans la zone de Corte, pour affirmer que se seraient produits des déplacements tangentiels importants avant le Lutétien.

• **Stade tectono-métamorphique « P1 » de haute pression post-Lutétien.** Au Sud du Fium'Orbo, D. Counas (1986) avait déjà observé le développement de phengites de HP et de crossite dans les arkoses éocènes. Cela s'accordait avec l'âge de  $40 \pm 2$  Ma, c'est-à-dire Éocène supérieur, obtenu par H. Maluski (*in* Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979) par la méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur une amphibole bleue de Valletto, au Sud de Corte (cet âge n'était d'ailleurs pas pris en compte par cet auteur, partisan de l'âge crétacé d'un tel métamorphisme).

Plus récemment, il a été établi qu'une schistosité de flux, liée à une phase « P1 » (*cf.* Rieuf, 1980) affecte diverses formations de la zone de Corte, du Carbonifère supérieur à l'Éocène daté : dans l'autochtone, le parautochtone, les écaillés cortenaises et les lambeaux des unités ophiolifères flottant sur ces dernières au Nord de Corte. Ce phénomène s'est effectué d'une manière hétérogène et très variable, certains faciès étant plus ou moins épargnés. Les travaux de P. Bézert et R. Caby (1989) ont plus particulièrement concerné le secteur de Popolasca et celui de la Punta Zurmulu, au Sud-Ouest de Corte (fig. 11, coupe 1, partie gauche). Il a été établi que des plis synschisteux, accompagnés d'une linéation minérale WSW-ENE, se sont réalisés dans un climat métamorphique de relative HP-BT, à épidote, riébeckite, crossite et phengite, témoignant, selon P. Bézert (1990) de 4 à 6 kbar et 320-410°C.

À ces données, il faut ajouter que glaucophane et lawsonite, indicateurs d'un métamorphisme de plus haute pression (« schistes bleus ») ont été cités dans des gabbros au Nord-Est immédiat de Corte et dans des roches basiques du socle de la nappe de Santa-Lucia. On peut envisager que la structuration synmétamorphique (HP-BT) « P1 » est d'une certaine manière liée à la mise en place des nappes dans la zone de Corte.

#### • **Mise en place des nappes de la zone de Corte**

*Contacts de base des nappes.* La plupart des contacts entre diverses unités correspondent en fait à des fractures post-nappe, recoupant ou réutilisant les contacts tangentiels primitifs. Ainsi le contact limitant à l'Est la grande fenêtre où apparaît, au Nord-Est de Santa-Lucia, l'Éocène de Caporalino tranche-t-il à l'emporte-pièce les bancs de grès éocènes (fracture tardive en extension?) (fig. 11, coupe 12).

Quand les contacts initiaux paraissent ne pas avoir été modifiés, on constate que :

— la base de la nappe de Santa-Lucia est marquée par une « mylonite » froide, véritable « farine tectonique » d'épaisseur décimétrique à métrique (ainsi à Borsolacce, sur la route à 1,2 km à l'ENE de Santa-Lucia) ;

— les klippen de « roches vertes » (Ligure-Inzecca), entre Corte et l'Est de Soveria, reposent sur le Prépiémontais, extrêmement aplati et étiré sur une épaisseur d'ordre hectométrique : les niveaux calcareux étant marmorisés, les niveaux détritiques étant schistosés, ce qui explique l'appellation de « schistes lustrés » autrefois employée par E. Maury pour ces roches. En particulier, cela se voit autour du lambeau ligure que recoupe la route Bastia—Corte, 500 m à l'Ouest du col de



San-Quilico ; de même, à 650 m au Nord de Bistuglio, des conglomérats, attribuables au Dogger—Malm, verdis et aplatis, miment les « roches vertes » ligures qui les chevauchent.

Le même état de transformation existe dans des secteurs où les ophiolites ligures sont actuellement absentes. Les cas les plus remarquables sont ceux des brèches attribuées au Dogger—Malm de Corbaghiola (écaille de Corte *s.s.*) et du Pinzalaccio (flanc ouest de cet anticlinal), transformées en « schistes chloriteux », mimant des phyllades, et à l'intérieur desquelles les blocs calcaires sont à l'état de bandes ou de boudins marmorisés.

*Problèmes posés par la nappe de Santa-Lucia.* Cette nappe est localisée à l'Est de la grande faille N-S de San-Quilico : elle s'y intercale entre l'unité de Caporalino, au-dessous, et l'allochtone ligure, tectoniquement supérieur. Par contre, à l'Ouest de la faille, ce dernier repose directement sur les écailles cortenaises (Prépiémontais), alors que logiquement la nappe de Santa-Lucia devrait s'intercaler entre les deux ensembles.

Deux explications peuvent être envisagées :

— la nappe de Santa-Lucia se serait mise en place sur l'ensemble prépiémontais (écailles cortenaises + Caporalino), dans un premier stade ; puis la faille de San-Quilico aurait joué, avec affaissement du compartiment oriental (où le matériel de la nappe aurait été conservé) et relèvement du compartiment occidental (où l'érosion l'aurait enlevé) ; enfin c'est sur cette surface d'érosion que se serait ultérieurement avancée la nappe ligure ;

— seconde interprétation : la pile orientale de nappes (de haut en bas : Ligure—Santa-Lucia—Caporalino) se serait formée dans une région située au Sud-Est de son emplacement actuel, loin de la zone où se formait la pile occidentale (Ligure—Prépiémontais—parautochtone) ; la pile orientale aurait été amenée à son actuel emplacement par coulissement le long de la faille de San-Quilico ; bien entendu, dans cette hypothèse, la nappe de Santa-Lucia aurait été dépassée vers l'Ouest par la nappe ligure.

La répartition en plan des divers constituants de la nappe de Santa-Lucia peut constituer un argument en faveur de la seconde interprétation : le socle anté-mésozoïque est localisé au Sud, alors qu'au Nord, vers Omessa, c'est la couverture crétacée de la nappe qui chevauche directement l'Éocène de l'unité de Caporalino. Cette observation s'applique à d'autres nappes : unité de Pineto—Tribbio (« socle » de gabbros au Sud, couverture crétacée au Nord), nappe de Balagne proprement dite (masse basaltique au Sud, sédiments crétacés et éocènes au Nord). Un déplacement oblique de toutes ces unités, du Sud-Est vers le Nord-Est, avec coulissement senestre par rapport à la Corse autochtone, pourrait en donner une explication.

*Problèmes posés par l'allochtone prépiémontais*

— Complications internes. Elles résultent le plus souvent de l'intervention de phases tectoniques post-nappe. Certaines peuvent cependant être synchrones de la mise en place de la « nappe prépiémontaise ». Le cas le plus remarquable est celui des lambeaux prépiémontais de la sous-unité du cimetière de Corte, superposés au matériel ligure, sur une distance E-W de l'ordre de 1,5 km (fig. 11, coupes 1, 2 et 3).

Plutôt qu'à une explication par rétrocharriage, nous admettons que la pile ligure sur le Prépiémontais a été, en cours de déplacement, affectée par un grand pli couché vers l'Ouest : au matériel ligure du cœur du pli synclinal se superposerait ainsi le matériel prépiémontais du flanc supérieur, renversé, d'un tel pli.

— Rapports entre écailles cortenaises et unité de Caporalino. La cartographie prouve que ces deux ensembles prépiémontais sont séparés par une écaille de matériel parautochtone, dont la situation doit être due à un écaillage post-nappe (fig. 11, coupe 8). Les rapports initiaux des deux ensembles, dont les séries sont pratiquement identiques, ne sont pas aisés à établir : en effet, la déformation du matériel de l'unité de Caporalino est faible, alors que les écailles cortenaises peuvent montrer un matériel très déformé et métamorphique. Diverses hypothèses ont donc été avancées pour expliquer une telle différence.

Pour certains auteurs (Amaudric du Chaffaut, 1980), le matériel « cortenais » serait d'origine plus interne que celui de Caporalino, par dessus lequel il serait passé, après avoir été expulsé de sous les unités plus internes : on peut cependant s'étonner qu'aucune lame « cortenaise » ne subsiste le long de cette cicatrice. Pour d'autres auteurs (Bézert, 1990), à l'inverse, le matériel de l'unité de Caporalino serait d'origine ultra-schistes lustrés, ce qui expliquerait qu'il ait échappé au tectono-métamorphisme des unités externes ; la situation actuelle de l'unité, en position basse dans l'édifice, serait due à des chevauchements tardifs. Cette hypothèse, qui sépare totalement les deux domaines paléogéographiques « cortenais » et « Caporalino », ne nous paraît pas recevable, du fait de la quasi-identité des deux colonnes stratigraphiques.

En fait, l'opposition entre les deux ensembles, du point de vue de leur déformation, n'est pas aussi nette qu'on le dit souvent. En effet, le matériel « cortenais » est fortement tectonisé dans certains cas (voisinage de la base de l'allochtone ligure ; flancs inverses de plis, comme dans l'écaille de Corte *s.s.* ou le flanc ouest du Pinzalaccio ; synformes écaillées, telle celle où est pincé le Permien de Ponte-Castirla), alors qu'ailleurs il se montre très peu déformé : ainsi le Trias-Lias du flanc est du Pinzalaccio est-il aussi peu affecté que le Trias-Lias de la Cima Pedani (unité de Caporalino). On peut donc supposer que la déformation majeure s'est localisée dans des couloirs ou bandes de cisaillement, entre des secteurs qui sont restés apparemment indemnes.

— Prolongations nord et sud des unités prépiémontaises. Au Nord, elles dépassent à peine le parallèle de Ponte-Leccia ; au Sud, on les perd au Sud immédiat de la Restonica (feuille Venaco). Au-delà, les unités plus internes (unité de Bagliacone-Riventosa = ? nappe de Santa-Lucia ; schistes lustrés ligures à ophiolites) arrivent au contact direct du socle autochtone ou parautochtone.

Même en faisant la part de coulissements longitudinaux le long de fractures N-S, pouvant expliquer ce voisinage direct, on doit envisager que les unités prépiémontaises ont été, au Nord (flanc est du Tenda) et au Sud, dépassées par l'avancée vers l'Ouest des nappes plus internes.

## Stades compressifs post-nappe

Le matériel des unités charriées et les contacts anormaux séparant celles-ci ont été déformés, lors de stades tectoniques « P2 » et « P3 » (Rieuf, 1980) que certains auteurs, tel P. Bézert (1990), regroupent en une unique grande phase.

• **Microstructures et métamorphisme associé.** Ces replissements sont particulièrement nets dans une bande N-S, située à l'Ouest de la faille de San-Quilico (spécialement dans le « couloir de Soveria », WNW-ESE), et dans une bande, également N-S, allant d'Aïti à Rusio (zone de la Casaluna). Entre ces deux bandes, la région intermédiaire — correspondant à l'affleurement principal de la nappe de Santa-Lucia, de l'unité de Caporalino et de l'unité de Pineto — apparaît beaucoup moins déformée. Dans le cas de la bande à l'Ouest de San-Quilico, la zone très affectée se superpose à un étroit couloir gravimétrique négatif (Bayer, 1977), en liaison possible avec une particulière tectonisation de la croûte granitique.

La phase P2 correspond à des plis d'échelle variée, souvent métriques, droits, déversés ou couchés, dont l'axe est voisin de E-W et qu'accompagne une fine schistosité de fracture. On peut aussi attribuer à cette phase la flexuration E-W, d'ampleur kilométrique, qui interrompt au Sud le synclinal de Tralonca.

La phase P3 correspond, elle, à des plis généralement droits, d'échelle très variable, d'orientation voisine de N-S, parfois déversés vers l'Est, dont l'axe est généralement proche de l'horizontale. Une grossière schistosité de fracture leur est liée. L'interférence des plis P2 et des plis P3 donne des figures cartographiques caractéristiques. Ces microplis affectent fortement certains niveaux, tels le flysch calcaréo-gréseux sénonien de Tralonca, alors que d'autres, tel l'Éocène de Caporalino, sous-jacent, ne sont que très peu affectés. Nous supposons qu'il s'agit d'un contraste d'origine rhéologique.

Une rétomorphose à stilpnomélane, chlorite, prehnite, pumpellyite, ... modifiant les paragenèses de HP liées à la phase P1, s'observe très généralement dans la zone de Corte, comme dans les unités plus internes de la « zone des schistes lustrés ».

### • Écaillages et torsions post-nappe

— *Accidents liés à la phase P2.* Les accidents WNW-ESE qui encadrent le « coin parautochtone de Malerso », au Nord-Est de Soveria, pourraient être rapportés à cette phase (?) : l'accident sud est subvertical, l'accident nord fait chevaucher vers le Nord les cornéennes du parautochtone sur le Trias prépiémontais.

— *Grands plis de la phase P3.* On peut citer :

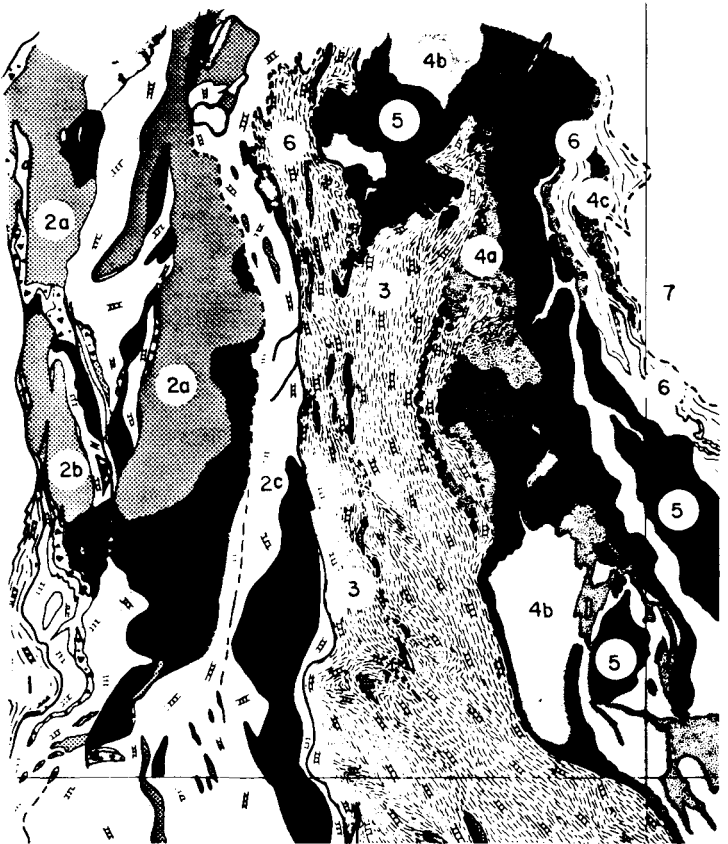
- l'anticlinal N-S de la Punta Querceto (Aïti) qui se poursuit vers le Sud en direction de Santa-Lucia et vers le Nord dans la Cima Pedani, sur environ 15 km de long au total ;
- le synclinal de Tralonca (fig. 11, coupes 12 et 13), où le flysch sénonien de la nappe de Santa-Lucia est conservé ;

- l'anticlinal du Pinzalaccio (fig. 11, coupe 4), à cœur norien, dont la remarquable terminaison périclinale méridionale plonge à 40° SSW;
- la grande antiforme N-S Mazzola—Prato (fig. 11, coupes 8 et 9), à cœur permien, dont la complexité structurale apparaît dans sa prolongation septentrionale, par les replis N10 à N30 du secteur de Piedigriggio—Orienda (synclinaux à fond triasique et anticlinaux à cœur permien).

Certains de ces plis ont subi des *torsions* ultérieures par rapport à leur direction initiale, supposée N-S. C'est le cas de l'anticlinal du Pinzalaccio, qui dessine un arc bandé vers l'Est, déversé dans cette direction au Sud de Bistuglio. De même, G. Rodriguez (1981) a montré que, dans la Cima Pedani, les plis P2 étaient orientés N110 et les plis P3, N20 (avec des plis conjugués N150) : ainsi, une rotation horaire d'environ 20° semble avoir affecté les plis du « bloc Pedani » par rapport à la « partie Caporalino » de la même unité. Cela peut expliquer l'orientation SSW-NNE des contacts anormaux, ici sub-verticaux, qui séparent les diverses unités tectoniques entre Aïti et Bocca a Serna, col situé sur la route de Ponte-Leccia à Morosaglia (fig. 11, coupes 14 à 16). Un serrage tardif en direction N150 peut être responsable de plis « P3 » notés par G. Rodriguez dans l'Éocène à l'Ouest d'Aïti. De la même cause peut résulter le rejaillissement, à la fois vers le Nord et vers le Sud-Est, du « bloc Pedani » sur son enveloppe tectonique ligure.

— *Écaillages de la phase P3*. En supposant que la base de la « nappe prépiémontaise » ait été initialement plane, on peut admettre que les accidents grossièrement N-S, à fort pendage, qui amènent le socle parautochtone à *chevaucher vers l'Ouest* le bord oriental des klippes prépiémontaises ou ligures, sont liés à la phase P3 : ce serait le cas des klippes prépiémontaises de Popolasca, de Ponte-Castirla, de la double écaille prépiémontaise-ligure de Buttinacce, que la route Corte—Castirla suit au Sud de ce dernier village (fig. 11, coupes 6 et 7). De cette phase P3 peuvent aussi relever le chevauchement frontal vers l'Ouest de l'unité de Caporalino, à l'Ouest du Monte a Supietra (fig. 11, coupe 8) : cet accident est clairement post-nappe puisque des écailles à matériel parautochtone séparent cette unité d'avec le Prépiémontais cortenais chevauché. De même peut-il en être du chevauchement vers l'Ouest du Paléozoïque de la sous-unité parautochtone de Malerso sur sa propre enveloppe éocène (fig. 11, coupe 7).

Au même stade post-nappe P3 pourraient se rattacher aussi des *accidents chevauchants à vergence orientale*. Ainsi l'accident vertical N-S qui limite à l'Ouest le Prépiémontais de l'unité Piedigriggio—Prato se renverse-t-il au Sud du moyen Golo : à l'Est d'Onia, on voit ainsi les formations du parautochtone (Carbonifère conglomératique de Fonde, Éocène transgressif), renversées vers l'Est, chevauchant dans cette direction le Trias et le Permien prépiémontais de Mazzola, par l'intermédiaire d'une lame de cornéennes (fig. 11, coupe 8). Ainsi encore, sur la voie ferrée au Nord-Est de Malerso, une écaille de Trias prépiémontais est-elle coincée entre des écailles parautochtones, le tout suivant un écaillage en direction du Nord-Est.



2 - Unité de la Casaluna

2a : sous-unité de la Punta di San-Cervone

2b : sous-unité du Monte Piano Maggiore

2c : enveloppe métasédimentaire du massif de serpentinite de Bustanico (type Erbajolo)

3 - Unités de Morosaglia et de Zuani-San-Lorenzo

4 - Unités de San-Petrone-Caldane

4a : cipolins et quartzites

4b : metabasaltes

4c : cipolins et quartzites

5 - Unité des serpentinites

6 - Unité du Monte Alto

7 - Unité de la Castagniccia

**Fig. 13 - Répartition cartographique  
des principales unités des schistes lustrés  
(Péquignot et Potdevin, 1984)**

— *Fracturation post-P3*. Une partie de la fracturation observable, surtout N-S, a dû jouer après la phase souple P3 mais avant le dépôt du Miocène, comme on peut le voir à l'Ouest de Francardo. Mais, en l'absence de Miocène (ce qui est le cas général), le doute est permis sur l'âge de telles fractures. La signification de ces cassures, subparallèles aux structures plissées ou écaillées, n'est pas claire. Certaines ont dû jouer en décrochement, en particulier quand, associées entre elles, elles délimitent d'étroites lanières, telles celles qui bordent à l'Ouest la grande faille de San-Quilico. Celle-ci, le long de la voie ferrée au Sud du col, est inclinée à 70-80°E et montre des stries à pitch de 30°N (sens inconnu), ce qui prouve une composante décrochante.

### STRUCTURE D'ENSEMBLE DES SCHISTES LUSTRÉS

La structure d'ensemble fait apparaître une juxtaposition d'unités, allongées N-S, de schistes lustrés et d'ophiolites dont l'articulation très complexe résulte d'une tectonique symmétamorphique polyphasée. Les contacts synschisteux successifs, plusieurs fois replissés, ont été en outre collectivement redressés par la mise en place de la voussure post-nappe de la Castagniccia, responsable de l'allure régionale apparente en têtes plongeantes vers l'Ouest, localement compliquée par une tectonique superficielle tardive.

Les entailles pratiquées par l'érosion à différents niveaux de l'édifice tectonique expliquent l'effilochage longitudinal, voire la disparition temporaire ou totale de certaines unités.

### CONSTITUTION DES DIFFÉRENTES UNITÉS TECTONIQUES

À partir de coupes de détail, illustrant le texte suivant, les relations géométriques d'ensemble entre les grandes unités sont schématisées sur des coupes synthétiques figurées à la fois en marge de la carte et en fin de la présente notice (fig. 12, dépliant), avec leur localisation.

Les principales unités tectoniques reconnues sont décrites de l'Ouest vers l'Est. Pour la partie sud-est de la feuille, coordonnée avec les coupures Venaco et Pietra-di-Verde, une reconstitution de la distribution des principales unités tectoniques est proposée (fig. 13 et schéma structural) en termes de séries, récapitulées sur la figure 14. Pour la partie nord-est, les attributions en termes de séries ont été extrapolées à partir du secteur sud-est.

#### Unité du Golo

On a regroupé sous cette appellation des structures très composites et lithologiquement très contrastées qui se développent dans la vallée du Golo entre les formations du massif du Tenda au Nord et celles de la Serra Debbione au Sud. Dans cette zone interfèrent des structures

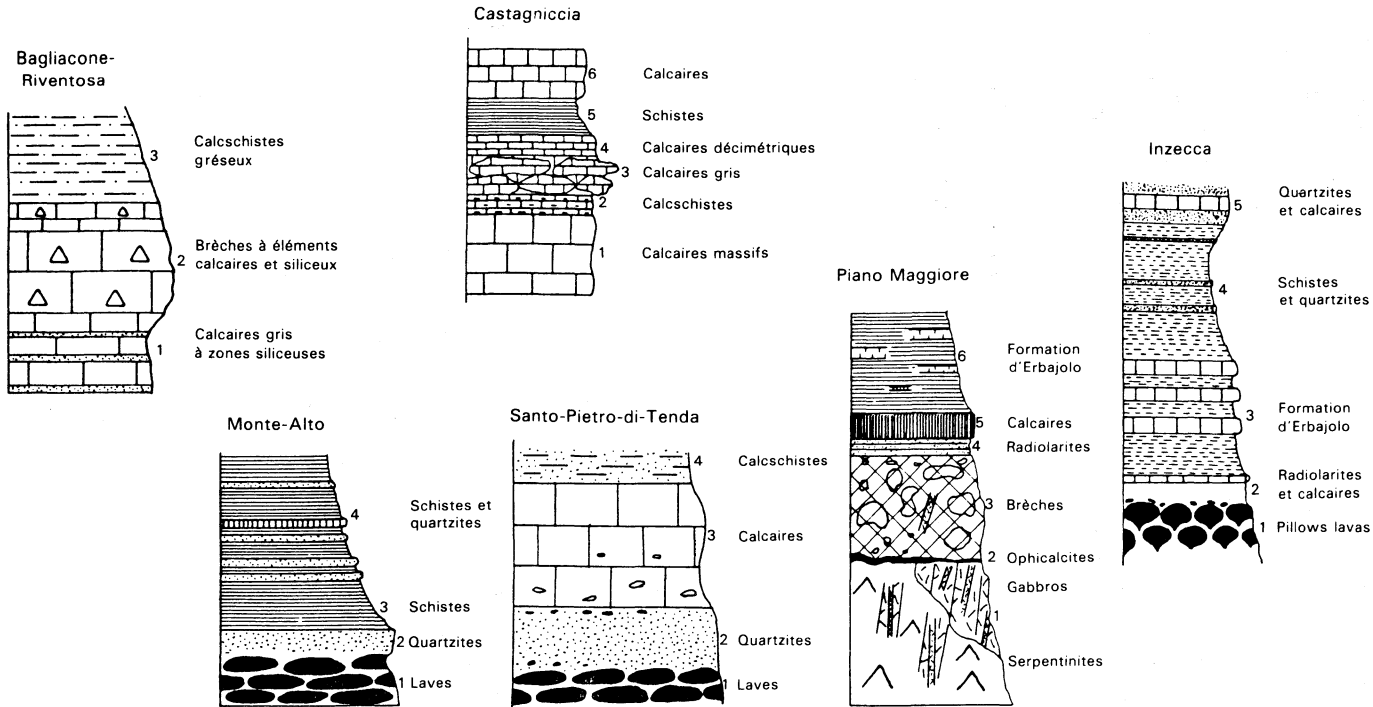


Fig. 14 - Récapitulation des principales séries dans les schistes lustrés (Caron, inédit)

méridiennes et des structures grossièrement latitudinales où dominent les ophiolites. Les ophiolites entourent un affleurement central de schistes de type Erbjolo, reposant à l'Est sur les péridotites serpentinisées de la Serra Debbione.

### **Unité de la Casaluna**

Cette unité a été reconnue du Nord au Sud de la feuille. Dans la partie nord-est, elle est en contact à l'Ouest avec les unités de Santa-Lucia et de la Cima Pedani. Elle est marquée par le grand développement d'un corps central de métagabbros, flanqué à l'Ouest par des métaradiolarites, des quartzites et des métagabbros, et à l'Est par des serpentinites, des metabasaltes et des métagabbros admettant des replis d'une formation schisteuse riche en gros bancs calcaires (équivalent probable de la Formation d'Erbajolo). Le complexe filonien et les métaradiolarites sont particulièrement développés dans cette unité.

Dans la partie sud-ouest, l'unité de la Casaluna est constituée essentiellement par la série du Monte Piano Maggiore (serpentinites, gabbros, brèches, radiolarites, calcaires et Formation d'Erbajolo). Les masses de roches vertes les plus importantes constituent les noyaux de deux grands plis couchés plusieurs fois replissés : on distingue ainsi la sous-unité de la Punta di San-Cervone (2a) surmontée par la sous-unité du Monte Piano Maggiore (2b). Plus à l'Est, le massif de serpentinites de Bustanico et son enveloppe métasédimentaire (2c) paraissent séparés des unités précédentes par un contact tardif à fort pendage W ; au Nord-Ouest de San-Lorenzo, des écaillages à pendage S dilacèrent les masses de roches vertes. Dans la région de Valle-di-Rostino, un ensemble de schistes lustrés, régulièrement et fortement inclinés à l'Ouest et montrant localement le développement de gros bancs calcaires, notamment sur les pentes descendant vers le Golo au Nord de Grate et Valle-di-Rostino, pourrait représenter le prolongement vers le Nord de la Formation d'Erbajolo (sous-unité 2c de la Casaluna).

La sous-unité de Saliceto—Campo Rotondo, très sévèrement tectonisée, localisée dans la partie nord-est de la feuille, comporte des masses de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur visible de métagabbros et de metabasaltes au Nord de Saliceto. Des serpentinites à reliques de métagabbros en constituent au centre l'élément principal, sous lequel se dégage, au Nord de Morasaglia, une série répétitive de lames de métagabbros entrecoupés de serpentinites, de schistes lustrés, de quartzites et de metabasaltes, dont la transcription à l'échelle du 1/50 000 est incapable de traduire la complexité. Cette succession monoclinale est fortement inclinée à l'Ouest et manifestement subordonnée à l'unité de la Casaluna. Au Nord du Campo Rotondo, elle se traduit à quelques effilochages de quartzites, serpentinites et métagabbros, plusieurs fois repliés dans les schistes lustrés qui les emballent au Nord de Grate.



## Unités de Morosaglia et Zuani—San-Lorenzo

Les unités de Morosaglia et de Zuani—San-Lorenzo forment une bande méridienne immédiatement à l'Est des unités du Campo Rondondo et de la Casaluna.

Située au Nord-Est de la feuille, l'unité de Morosaglia est essentiellement constituée par la série des schistes lustrés de la Castagniccia. Cette unité, régulièrement et fortement inclinée à l'Ouest, flanque les retombées occidentales des ophiolites de la zone San-Petrone—Punta di a Mazza (unité 4, cf. *infra*). Elle est repliée en plusieurs sous-unités dont les replis isoclinaux sont matérialisés par plusieurs bandes de quartzites et ophiolites.

Dans l'unité de Zuani—San-Lorenzo, suite de la précédente au Sud du village de San-Lorenzo, la série de la Castagniccia, qui forme le versant est de la Casaluna, dessine une bande méridienne continue qui se suit sur les cartes adjacentes. Elle est séparée de la Formation d'Erbajolo de l'unité plus occidentale par un contact anormal jalonné de lames de serpentinites et plusieurs fois replissé. Une lanière dilacérée de roches vertes et de quartzites, qui la parcourt longitudinalement, visualise la structure interne complexe de cette bande.

## Unités de San-Petrone—Caldane

● **Zone de San-Petrone—Punta di a Mazza.** Elle présente de multiples replis en têtes plongeantes inclinées à l'Ouest, plus ou moins profondément entamés par l'érosion ou fragmentés par des fractures tardives NW-SE (Nord du col de Prato). Ces replis impliquent de nombreux restes de la couverture métasédimentaire des ophiolites qui la constituent pour l'essentiel.

Cette unité est interprétée comme une synforme d'axe méridien qui flotte sur les schistes lustrés des unités de Morosaglia et Zuani—San-Lorenzo. Deux sous-unités se dégagent dans la partie sud formées, l'une de serpentinites chevauchant les métasédiments, l'autre de metabasaltes chevauchant les serpentinites. Entre Morosaglia et le col de Prato se développe une antiforme plurikilométrique très complexe, où les replis de schistes, attribués sous toute réserve à la série de Santo-Pietro-di-Tenda, sont armés par des quartzites et différents termes ophiolitiques.

● **Zone Punta Caldane—Monte San-Petrone.** La série de Santo-Pietro-di-Tenda arme la crête principale de la Corse alpine, en masses qui résultent de l'interférence entre les différentes familles de plis majeurs. Certaines de ces masses paraissent fermées en coupe et dessinent ainsi des plis en fourreau plurikilométriques. La lanière de marbres et de quartzites à l'Ouest du Monte Calleruccio est individualisée en une sous-unité 4a; les masses principales (roches vertes prédominantes) sont regroupées en une sous-unité 4b; enfin à l'Est,

la sous-unité 4c dessine une figure d'interférence isolée dans la région de Campodonico (marbres et quartzites).

### **Unité des serpentinites**

Cette unité n'a été individualisée que dans la partie sud de la feuille. Aucun nom géographique commode ne permet de la qualifier. Elle est emmêlée avec la précédente par toutes les générations de plis. À l'Est de la crête principale, des lanières de serpentinites sont au contact direct de la série du Monte Alto, et non plus en contact direct avec la série de Santo-Pietro-di-Tenda. Toutes ces serpentinites sont au contact direct de masses de gabbros de dimensions variables (anciens filons, ou anciennes chambres magmatiques intramantelliques de petite taille?).

### **Unité du Monte Alto**

Elle n'a été distinguée que dans la partie sud de la feuille, où elle se situe dans le prolongement nord-ouest du Monte Alto (feuille Pietradi-Verde). C'est une unité faite principalement de schistes et qui affleure mal, masquée par d'importantes formations quaternaires. Sa structure interne est dessinée par des alignements de metabasites bordés de quartzites (feuille Cervione). La rareté des niveaux carbonatés caractérise cette série et cette unité.

### **Unité de la Castagniccia**

Elle constitue la marge est de la feuille et prend une grande extension sur la coupure Cervione. En bordure orientale de la carte débutent des masses de calcaires, calcschistes et schistes pratiquement dépourvus d'ophiolites, qui forment l'essentiel de la Castagniccia.

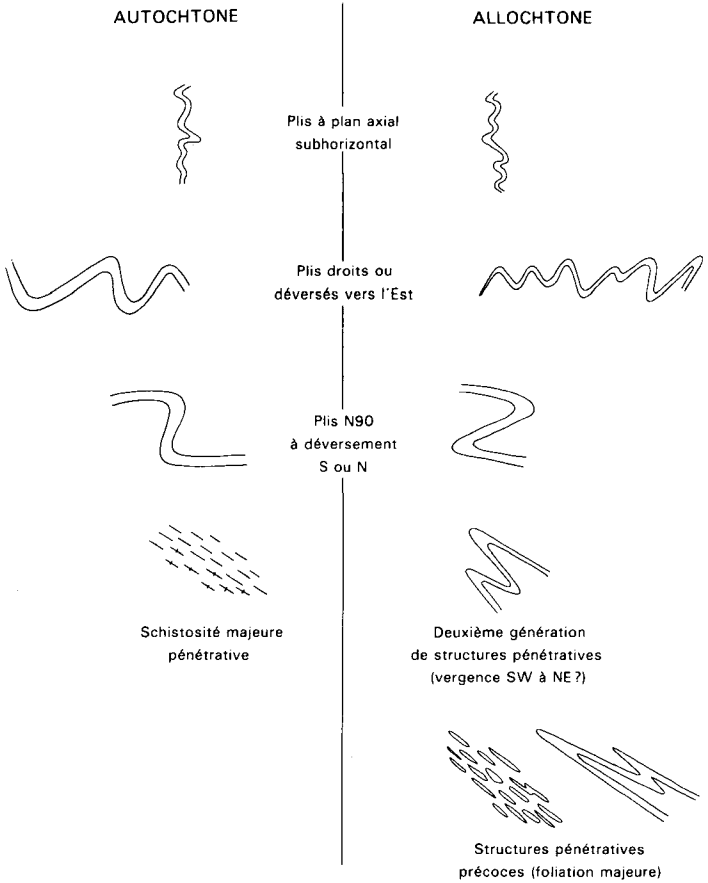
## *INTERPRÉTATION STRUCTURALE*

### **Structure des schistes lustrés de la feuille Corte**

Une autre interprétation des structures successives de l'autochtone et de l'allochtone de Corse est proposée par E. Égal (1989) et résumée sur la figure 15. Elle est compatible avec l'évolution tectonique présentée ci-après.

### **Structures synschisteuses successives**

● **Phase 1.** Les premières structures synschisteuses sont marquées par une foliation S1 omniprésente et par de rares plis P1. Ces plis, visibles à l'affleurement ou en lame mince dans les lithologies contrastées, sont isoclinaux, à charnière aiguë. Leur axe est en général difficile à mesurer; toutefois, les figures d'interférence avec les plis ultérieurs montrent que les plis P1 sont subcoaxiaux des plis P2. À l'échelle de la carte, des lanières doubles antérieures aux plis P2 correspondent



**Fig. 15 - Correspondance des structures entre l'autochtone, la nappe de Santa-Lucia et les schistes lustrés méridionaux (Égal, 1989)**

vraisemblablement à des plis P1 plurikilométriques (par exemple l'éfilochage de la série de Santo-Pietro-di-Tenda [unité 4a] dans la série de la Castagniccia [unité 3] au Sud-Ouest du Monte Calleruccio).

La foliation S1, subparallèle à la stratification, est soulignée par la disposition des minéraux de métamorphisme HP-BT tels que phengites, amphiboles bleues, lawsonite, omphacite. Sa direction est submérienne sur la feuille Corte.

● **Phase 2.** Les plis P2 dessinés par la foliation S1 qu'ils déforment sont aisément identifiables à toutes échelles, de la lame mince à la structure cartographique. Ils sont subisoclinaux, parfois déracinés, à charnière arrondie à l'extrados des niveaux compétents. Leurs profils sont de classe 1c dans les niveaux compétents et de classe 3 dans les niveaux incompétents; leur forme actuelle résulte de transferts de matière en solution entre flancs et charnières pendant la déformation symmétamorphique. Les plis majeurs P2 sont responsables de duplicatures cartographiques qui se superposent à celles produites par les plis P2 (voir fig. 12). Les axes des plis P2 présentent deux directions prédominantes : soit N140-160, soit N20-30. Ces deux directions dépendent du flanc de plis P3 (et parfois P4) sur lequel les plis P2 sont mesurés; les secteurs où les axes de plis P2 sont fortement dispersés coïncident avec les charnières majeures de plis P2 (où ces derniers sont d'ailleurs abondants). Les linéations minérales (amphiboles bleues, omphacites, agrégats de quartz) montrent la même répartition que les axes de plis P2 auxquels elles sont subparallèles. La direction axiale reconstituée des plis P2 est voisine de N140-160, et on admet, par analogie avec ce qui a été proposé pour les cartes voisines, que ces plis étaient couchés vers le Nord-Est.

La schistosité S2 est bien marquée dans les niveaux phylliteux (crénulation finie). Dans les marbres, de nouvelles phengites se développent dans le plan axial des plis P2. Dans les metabasites, les minéraux du métamorphisme HP-BT (glaucophanes, lawsonites, phengites) recristallisent en arc polygonal autour des charnières de plis P2.

● **Phase 3.** Les plis P3 et la schistosité S3 sont difficiles à distinguer par leurs styles des plis P2 et de la schistosité S2 hors des figures de reprise claires. Les axes sont toutefois suborthogonaux, ce qui crée des figures d'interférence complexes à toutes échelles. Un étirement submérien accentue la fermeture des figures d'interférence, ce qui amène à la formation de plis en fourreau; il tend à réorienter les linéations minérales et les axes de plis vers une direction N-S. Les plis P3 (appelés plis PIIIA sur la carte voisine Pietra-di-Verde) ont une direction axiale approximativement E-W et un plongement W. Leur répartition géographique est irrégulière : ils sont distribués en couloirs E-W, entre lesquels des secteurs importants en sont pratiquement dépourvus. Leurs plans axiaux ont un pendage variable, tantôt vers le Nord-Ouest, tantôt vers le Sud-Ouest. Ces plis P3 sont couchés vers le Sud.

● **Phase 4.** Les plis P4 ouverts, de direction subméridienne, sont associés à une schistosité de crénulation fruste S4. Ils forment les enchaînements de plis en genou déversés vers l'Est. Leurs surfaces axiales ont un pendage relativement fort (60 à 75W) dans la vallée de la Casaluna, plus faible (30 à 50W) de part et d'autre, dans le massif du Monte Piano Maggiore et le massif de la Punta Caldane.

La disposition relative des plis P1, P2, P3 et P4 est récapitulée sur la figure 16.

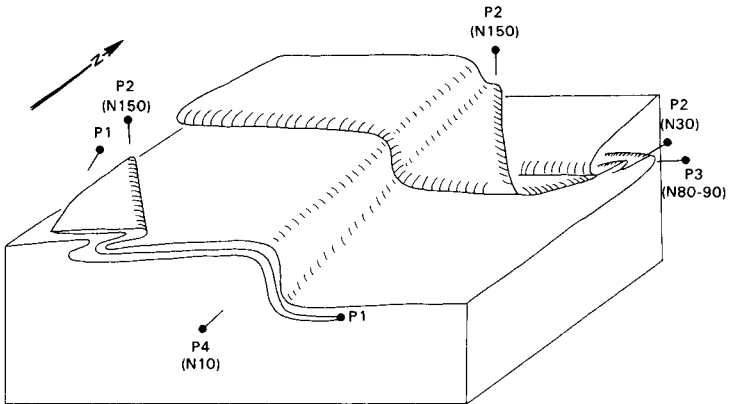


Fig. 16 - Schéma récapitulatif des relations entre les quatre familles de plis successifs

### Contacts anormaux

Le dessin cartographique des contacts anormaux intra-schistes lustrés montre qu'ils sont pour la plupart fortement déformés, et donc relativement précoces dans l'histoire tectonique de la région.

● **Contacts anté-P1.** Dans le massif Punta Caldane—Monte San-Petrone, l'unité des serpentinites est en contact avec des termes variés de la série de Santo-Pietro-di-Tenda : metabasaltes, ou quartzites à jadéite, ou marbres. Ces deux unités proviennent très probablement de deux parties différentes du domaine paléogéographique océanique liguro-piémontais. Le contact est replissé à coup sûr par les plis majeurs P2, et également, semble-t-il, par les plis P1.

Au cas où la série de la Castagniccia ne représenterait pas la suite stratigraphique de la série de Santo-Pietro-di-Tenda, l'effilochage mentionné à l'Ouest du Monte Callerucio résulterait également du plissement par les plis P1 d'un contact anormal précocé.

● **Contacts anté-P2.** La carte est traversée du Nord au Sud par un contact entre la série de la Castagniccia (à l'Est) et la Formation d'Erbajolo ou bien des serpentinites (à l'Ouest). Ce contact anormal majeur dessine des figures d'interférence entre plis P4 et plis P2 auxquels il est donc antérieur. Au Nord de Bustanico, ce contact tronque localement des barres calcaires de la série de la Castagniccia et la foliation S1 ; il est donc postérieur à la phase 1.

Le contact entre l'unité de la Casaluna et l'unité Bagliacone—Riventosa est également antérieur à la phase 2, même s'il a rejoué localement ensuite.

● **Contacts post-P2.** Les unités ophiolitifères du massif Punta Caldane—Monte San-Petrone sont fréquemment séparées de la série de la Castagniccia à l'Est par des contacts anormaux qui se raccordent vers le Sud-Est à ceux mis en évidence sur la feuille Pietra-di-Verde. Il s'agit probablement là du rejeu, en phase 3 ou même en phase 4, de zones de chevauchement plus anciennes. De même pour les contacts qui affectent l'unité de la Casaluna dans le secteur Monte Piano Maggiore—Punta di San-Cervone.

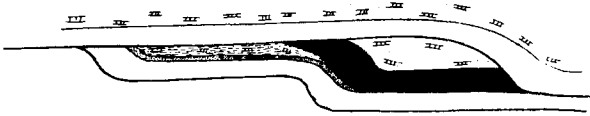
### Récapitulation de l'évolution tectonique des schistes lustrés

La structure de la région est interprétée comme le résultat de l'évolution tectonique suivante (fig. 17) :

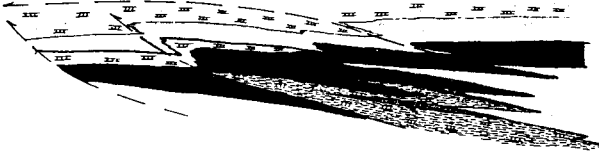
- charriages précoces, probablement initiés le long d'anciennes zones de fractures ayant accidenté la paléogéographie. Il en résulte une pile tectonique où alternent masses ophiolitiques et lames sédimentaires ;
- plis P1 couchés vers l'extérieur de la chaîne, associés à la foliation S1 ;
- contacts anormaux qui découpent un ensemble déjà composite (nappes replissées) et qui accentuent le charriage vers l'extérieur des zones élevées et/ou frontales de la pile tectonique. Des contacts du même type amènent les schistes lustrés à chevaucher des unités plus externes ;
- plis P2 couchés vers l'Est ou le Nord-Est, qui créent de nouveaux redoublements tectoniques ;
- plis P3, liés à des rejeux de contacts anormaux, couchés vers le Sud, et donnant naissance par interférence avec les plis P2 à des plis en fourreau associés à un étirement subméridien ;
- plis P4 tardi-orogéniques, déversés vers l'Est et associés à des rejeux de contacts anormaux à pendage W ;
- plis P5 à grand rayon de courbure et fractures tardives, liés à l'extension tardi-orogénique.



① Individualisation au Jurassique d'un bassin océanique



② Mise en place de nappes précoces le long de contacts anormaux (anciennes zones de fractures reactivées?)



③-4 Formation de plis P1, couchés vers l'extérieur de la chaîne, associés à une première schistosité suivie d'un redécoupage par des contacts anormaux



⑤ Redoublements tectoniques causés par la formation de plis P2 couchés vers l'Est ou le Nord-Est



⑥ Formation des plis P3 et P4 qui accentuent la complexité des structures ; l'ensemble est ensuite affecté par une voûture à grand rayon de courbure

Sur ce schéma, les principales unités, dont la numérotation est explicitée sur la fig. 13, sont arbitrairement rapportées sur une même transversale

**Fig. 17 - Reconstitution hypothétique des principales étapes de structuration des schistes lustrés (Péquignot et Potdevin, 1984)**

Aucun argument direct ne permet de dater ici ces épisodes tectoniques. Compte tenu des relations entre tectoniques synschisteuses et métamorphismes successifs, et par analogie avec d'autres secteurs des schistes lustrés corses, un âge éoalpin (Crétacé supérieur) est vraisemblable pour la phase 2. Les phases 3 et 4 auraient un âge éocène moyen à terminal. Les plis P5 sont postérieurs au Miocène inférieur.

## Métamorphisme

Le métamorphisme alpin (haute pression - basse température) des unités de schistes lustrés a été étudié principalement dans les metabasaltes tholéitiques qui, en raison de leur composition chimique, sont sensibles aux variations de paramètres thermodynamiques.

• **Répartition des minéraux de métamorphisme.** Quatre zones métamorphiques, dont les limites sont reportées sur la carte, ont été distinguées (tableau 3). Elles correspondent également aux zones figurées sur la feuille Pietra-di-Verde.

	ZONE I	ZONE II	ZONE III	ZONE IV
Pump				
Lws	-----			---
Na-Amp	-----			---
Ca-Amp	-----		-----	
Grt				---
Na-Cpx		-----		---
Épi-Zoï	-----	-----	-----	-----

Tableau 3 - Récapitulation de la minéralogie des zones métamorphiques pour les metabasaltes

La zone I est caractérisée par l'omniprésence de la pumpellyite, aussi bien dans le fond de la roche qu'en veines tardives. Actinote, amphibole bleue, épidote, peuvent également être présentes. Dans les métasédiments, on observe phengites, chlorites, calcite, quartz, albite, opaques.

Le développement de l'association lawsonite-amphibole bleue (ferroglaucophane) marque la zone II. La pumpellyite disparaît. Aegyrine, épidote et actinote sont sporadiquement présentes. Les chlorites sont relativement riches en alumine. La teneur des phengites en silicium tétraédrique est de l'ordre de 3,4 à 3,5. Les paragenèses des métasédiments sont comparables à celles de la zone I.

La limite entre zone II et zone III correspond à l'apparition de grenats riches en almandin (des grenats manganésifères peuvent apparaître ultérieurement dans des stades rétromorphiques). Lawsonite et glaucophane sont stables avec les grenats. C'est dans cette zone que l'on trouve également l'association éclogitique omphacite-grenat. Épidote et actinote sont présentes occasionnellement. La substitution phengitique varie de 3,6 à 3,45. Dans les métasédiments, grenat,



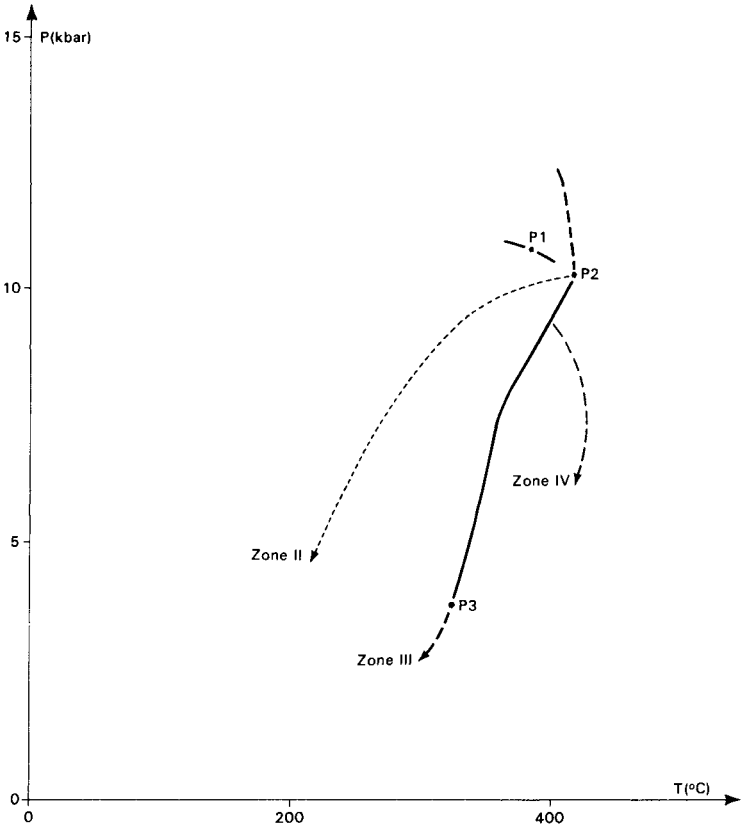


Fig. 18 - Évolution P-T dans les différentes zones

amphibole bleue, lawsonite et épidote apparaissent dans les quartzites et dans les marbres ; c'est dans cette zone que sont localisés les gisements de gneiss à jadéite.

En zone IV, la déstabilisation de l'almandin entraîne une augmentation de la teneur en fer des épidotes, des amphiboles bleues (crossite) et des pyroxènes sodiques (chloromélanite-aegyrine). La lawsonite disparaît également, au profit de l'épidote, de la clinozoïsite ou de la zoïsite. La substitution phengitique est de l'ordre de 3,5. Dans les métasédiments, le grenat persiste fréquemment, et le chloritoïde apparaît occasionnellement dans les métapélites.

Les différents assemblages correspondent ainsi, pour l'essentiel, aux faciès schistes bleus et élogites (zones II et III); la zone I appartient au faciès prehnite-pumpellyite; la zone IV traduit une évolution vers le faciès schistes verts. Bien que les limites de zones suivent en grand les principaux ensembles cartographiques, elles ne coïncident dans le détail avec aucune limite lithologique ou tectonique. Le contraste entre la régularité des limites de zones métamorphiques et la complexité des structures tectoniques est frappant. Seule la limite entre zone II et zone III paraît localement déformée par les plis P3 majeurs. Ceci est dû au fait que la zonéographie représentée résulte du cumul d'événements successifs et de la persistance de conditions HP-BT pendant un long laps de temps de l'évolution thermomécanique de la région.

● **Évolution dans le temps des conditions de métamorphisme.** Le calage des paragenèses successives par rapport aux structures, ainsi que l'estimation de leurs conditions de cristallisation ou de recristallisation, permettent de déterminer l'allure d'ensemble des courses rétro-morphiques pour chacune des zones II, III et IV (fig. 18; Péquignot et Potdevin, 1984). L'évolution prograde est moins bien établie.

C'est pour la zone III que l'évolution des conditions P-T est la mieux établie (tabl. 4 et fig. 18). La température y augmente de la phase 1 jusqu'à la phase 2, au cours de laquelle certaines élogites recristallisent ( $T = 420 \pm 20^\circ\text{C}$ ,  $14 \text{ kbar} > P > 10 \text{ kbar}$ ) : cette température est la plus basse connue pour des élogites alpines (Péquignot *et al.*, 1984). Une exhumation tectonique ultérieure est mise en évidence par la décroissance simultanée de la pression et de la température (déstabilisation des élogites à lawsonite; ouverture de fentes à spessartine et phengite;  $T = 350 \pm 30^\circ\text{C}$ ,  $P = 8 \text{ kbar}$ ). Enfin, la phase 3 voit la néoformation d'actinote et phengite ( $P = 5 \text{ kbar}$ ).

La zone IV est une partie interne de la zone III, constituée de niveaux structuraux plus profonds, dont l'évolution thermique (zoïsite à la place de lawsonite) traduit un exhumation plus lente que pour la zone III.

En zone II, les données sont peu nombreuses et mal quantifiées, mais permettent de montrer que cette zone a échappé à toute rééquilibration thermique et s'est donc retrouvée rapidement (avant phase 3) dans une position haute dans la structure d'ensemble.

	AO	A	B	BI	C
Z O N E II		Lws Fe-Gln Phn	Lws Fe-Gln Phn		Crs
Z O N E III	Lws	Lws Act Gln Alm Phn	Lws Gln Alm Na-Cpx Phn	F E Lws N Act T ----- E Sps S Phn	Épi-Zoï Act  Phn
Boudins	éclogites I ?		éclogites II		
Z O N E IV		Lws Gln	Épi-Zoï Crs Act Aeg Phn		Ép Ab Act
PHASE	anté-1	1	post-1 à syn-2	tardi-2 à post-2	3

**Tableau 4 - Récapitulation de la succession des paragenèses métamorphiques par zone dans les metabasaltes.**

L'allure contrastée des différentes courses rétro-morphiques pour chacune des zones permet d'expliquer l'excellente préservation des paragenèses de haute pression et basse température dans cette région. L'exhumation tectonique de certaines unités favorise le maintien de basses températures dans les unités chevauchantes ainsi que le développement ou le maintien de hautes pressions dans les unités chevauchées. Les recristallisations syntectoniques dépendent de la géométrie de l'édifice plissé en collision : la zonéographie ne suit plus les charriages antérieurs ; il y a lissage des sautes tectoniques et métamorphiques précoces.

### **Évolution post-métamorphique des schistes lustrés de la feuille Corte**

Les différentes étapes des structures synschisteuses successives marquées par les foliations des phases 1, 2, 3 et 4 définies plus haut, ainsi que le style des contacts anormaux, se retrouvent à très peu de nuances près dans le quart nord-est de la feuille (Sedan, 1983).

Si l'on tient compte que les voissures tardives responsables de l'architecture actuelle datent de la fin du Miocène, la période de 30 Ma qui s'écoule avant ces déformations a dû cependant être mar-

quée par des événements tectoniques, dans la mesure où c'est pendant ce laps de temps que s'effectue l'éclatement du paléobloc tyrrhénien, et en particulier la translation du segment corso-sarde dans l'intervalle 24 à 19 Ma (Burrus, 1984).

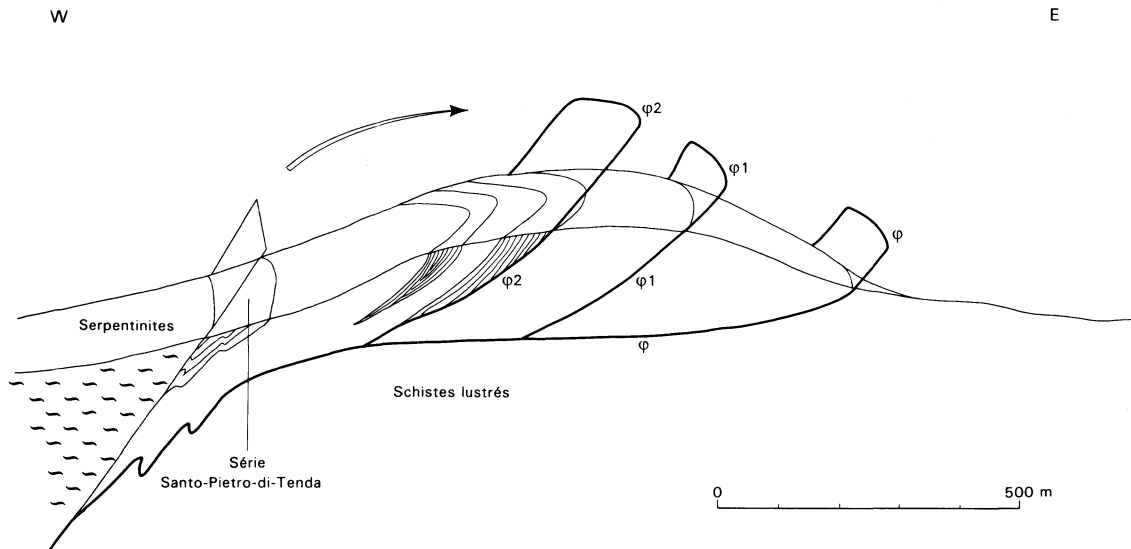
On s'attachera donc à montrer dans cette rubrique qu'une tectonique significative de la base du niveau structural supérieur ou du sommet du niveau structural moyen affecte l'édifice schisteux et ophiolitique de la Corse alpine. Ces déformations n'ont donc pu se manifester que dans un matériel ayant perdu, au moment de leur apparition, le comportement ductile caractéristique des tectoniques synschisteuses, c'est-à-dire après une remontée isostatique du bâti alpin depuis des profondeurs qui avaient autorisé l'apparition des minéraux du métamorphisme de haute pression.

### **Structures tangentielles postschisteuses**

C'est à la suite de la découverte d'une tectonique tangentielle postnappe sur la feuille Cervione (Mathély, 1979) que l'existence de telles déformations a pu être caractérisée dans les schistes lustrés, sur la feuille Corte. Deux secteurs particulièrement significatifs seront cités.

● **Cote 1111, à 500 m au Sud du col de Prato.** Les métagabbros massifs constituant cette butte isolée apparaissent comme un corps étranger, cartographiquement englobé dans les schistes lustrés de type « Castagniccia » qu'ils dominent. Les bancs subverticaux ou à très fort plongement W de schistes lustrés, intercalés de metabasaltes et de quartzites, affleurant dans un vallon au Sud de la butte, ne subissent aucune perturbation sauf au voisinage des bancs de gabbros ; ils réapparaissent au Nord, sans modification de leur structure et de leur orientation, sur les pentes conduisant vers le col de Prato. Le revers ouest de la butte est flanqué par un témoin de schistes à faciès « Santo-Pietro-di-Tenda » associé à des metabasaltes ; l'ensemble repose à plat sur des schistes lustrés de type « Castagniccia ». Plusieurs plans de cisaillement, parallèles au contact principal, sont nettement matérialisés par des tronçatures sectionnant des filons de quartz. Le style de ce contact postschisteux implique sa genèse dans le niveau structural supérieur.

● **Cima di Campo Rotondo, au Nord de Morosaglia** (fig. 19). Le pourtour de ce massif permet d'observer un contact de même nature que celui que l'on a signalé à la base de la cote 1111, bien que les ophiolites à intercalations schisteuses qui le constituent s'enfoncent à l'Ouest sous les serpentinites de l'unité de la Casaluna, le long d'une zone très fortement tectonisée au Nord de Rocca-Soprana. La structure d'ensemble est celle d'une bavure chevauchant à plat vers l'Est, sur plus d'un kilomètre, les schistes lustrés de type « Castagniccia » de l'unité de Morosaglia. L'unité schisteuse présente une structure identique à celle des environs de la cote 1111 — très fort pendage vers l'Ouest, trajectoire N-S de la foliation —, et la même constitution du Nord vers le Sud. Les multiples répétitions lithologiques à plongement



**Fig. 19 - Interprétation structurale du massif de la Cima di Campo Rotondo**  
(Sedan, 1983)

monoclinal vers l'Ouest sont collectivement recoupées, à des niveaux quelconques de leur développement, par une troncature basale très faiblement pentée à l'Ouest (10° environ). Ce contact est parfaitement observable le long de la route qui mène à Rocca-Soprana. L'intense déformation des schistes de la série de Morosaglia n'affecte qu'une faible épaisseur de terrains broyés renfermant des amygdales de matériels variés : roches vertes, métagabbros ferrotitanés différents des métagabbros euphotides du Campo Rotondo, quartzites.

Le style du contact suggère l'existence d'un mouvement tangentiel post-schisteux ayant abouti à la mise en place d'écailles, plutôt que celle de replis qui seraient incapables de rendre compte de l'architecture de séquences se succédant sans aucune logique « stratigraphique ». Ce mouvement tardif a pu toutefois réutiliser, mais dans un sens différent, un contact anormal précoce.

### **Failles verticales et décrochements**

Un assez grand nombre de fractures à rejet vertical dominant ou à jeu décrochant ont été observées dans le quart nord-est de la feuille. Leur orientation varie de N120 à N140 et elles sont surtout visibles dans les formations à forte cohésion, plus rarement dans les schistes.

Le secteur le plus visiblement affecté se situe entre le col de Prato et le Monte Compoli, mais on peut en localiser, en ordre dispersé, en de très nombreux autres points. Les plans striés observés dans certaines stations indiquent soit un jeu vertical, soit un jeu en décrochement senestre, mais le plus souvent en décrochement dextre. Le sens du déplacement n'a pas toujours été déterminé, par suite de l'absence de marqueurs du mouvement ou de niveaux-repères significatifs dans les blocs déplacés.

Ces fractures n'ont jamais été suivies sur des distances supérieures à 2 km, mais elles recoupent manifestement partout les structures synschisteuses. L'ampleur des décalages, lorsqu'elle est appréciable, varie de quelques mètres à la centaine de mètres.

Une fracturation tardive de même orientation a été par ailleurs reconnue sur les feuilles Cervione et Bastia. Cette direction, mal décelée jusqu'à présent, est pourtant omniprésente bien que discrète dans le reste de la Corse. On la retrouve sur le continent dans toute la Provence ainsi que dans le massif du Mercantour.

Dans la partie profonde du bassin liguro-provençal, ces fractures décalent avec un jeu dextre les anomalies magnétiques du substratum océanique, parallèlement à deux axes majeurs : cap Corse—cap Melé et Asinara—Cassidaigne (Burrus, 1984). En se fondant sur cette dernière constatation, on est en droit de penser que les fractures 120-140 datent des derniers stades (Oligocène supérieur à Miocène inférieur) de l'ouverture du bassin liguro-provençal (Guieu et Roussel, 1988). Elles peuvent être alors interprétées soit comme des fractures apparues

à l'Oligocène, soit comme des rejeux d'anciennes zones de faiblesse préexistant dans le socle continental avant l'éclatement du paléobloc tyrrhénien. Dans ce dernier cas, et compte tenu de la rotation du segment corso-sarde, elles seraient liées à d'anciennes fractures N150 à N170 du socle continental, et l'on devrait s'attendre à retrouver en Corse l'expression de cette paléodirection dans le socle paléozoïque.

Un certain nombre d'événements, importants pour la compréhension de la structure de la Corse alpine, mais aussi de l'île toute entière et d'une partie du domaine nord-occidental de la Méditerranée, se placent ainsi entre la fin de la tectonique synschisteuse (Éocène terminal) et les voussures tardives (Miocène supérieur).

La mise en évidence de ces déformations, qui sont donc intervenues pendant l'Oligocène, donne de la cohérence à l'évolution tectonique de la Corse alpine au Cénozoïque et permet de combler un hiatus d'inactivité tectonique pendant cette période décisive pour la structuration du domaine alpin de la Méditerranée. Le style des déformations est en outre compatible avec les nouvelles caractéristiques mécaniques et pétrographiques que la remontée isostatique généralisée de cette partie du bâti alpin a fait acquérir à d'anciennes structures synschisteuses.

### STADES TECTONIQUES INTÉRESSANT LE MIOCÈNE

Celui-ci est discordant, dans le « bassin » de Francardo, sur les diverses unités alpines : parautochtone, Prépiémontais, nappe de Santa-Lucia (lambeau à l'Est de Corte), Balano-Ligure et Ligure-Inzecca. Néanmoins ce Miocène et celui de Saint-Florent (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) sont plissés en larges synclinaux et affectés par de très nombreuses petites fractures, essentiellement distensives mais parfois en régime compressif et décrochant.

Les principaux traits tectoniques relevant de cette phase tardive, sur la feuille Corte, sont :

- la grande antiforme de la Castagniccia, dirigée N-S, ou, plus exactement, sa retombée occidentale ;
- la prolongation sud du synclinal N-S de Saint-Florent, qui est à rechercher dans la zone de la Casaluna ;
- l'antiforme N-S du Tenda, qui s'abaisse brutalement au Nord-Est de Ponte-Leccia, mais qui a son homologue plus au Sud dans « l'antiforme du Mercurio », replissant la pile Ligure—Santa-Lucia—Caporalino et expliquant probablement l'extrusion de la Cima Pedani, au moins du côté ouest ;
- le synclinal occupé par le Miocène de Francardo, synclinal qui prolonge le berceau synforme dans lequel est logée, plus au Nord, la nappe de Balagne.

Des *inflexions de l'axe de ces grands plis* paraissent liés à de grands accidents profonds transversaux. L'un, sur la ligne WSW-ENE Porto—

Ponte-Leccia—Borgo, peut expliquer la terminaison sud de la grande antiforme du Tenda et le plongement nord du pli de la Castagniccia. Un autre accident, sur la ligne NW-SE Corte—moyen Tavignano, pourrait rendre compte de la terminaison sud du pli de fond du Mercurio et, plus à l'Est, de celle de l'anticlinal de la Castagniccia, ainsi que la dispersion des axes tectoniques dans les schistes lustrés du Bozio (Caron, 1977).

Certaines *grandes failles* ont probablement rejoué après le dépôt du Miocène. Ainsi celle de San-Quilico : en effet, les conglomérats miocènes du viaduc de Centu-Chiave, juste à l'Est de la terminaison sud de cette grande faille, sont effondrés parallèlement à elle (fig. 11, coupe 3). De même la grande fracture N160 que l'on suit à partir de Ponte-Leccia jusqu'à la bordure ouest du « bloc » de la Cima Pedani : elle prolonge la grande faille à l'Ouest du Tenda qui, elle, a joué certainement après le Miocène inférieur.

En conclusion, la morphologie actuelle est, sur la feuille Corte, largement dépendante de ces plis et fractures d'âge miocène, ainsi que de la montée en bloc du microcontinent au Plio-Quaternaire.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Il est actuellement admis que la disposition générale en carte et en coupe des grandes unités, reproduit en Corse le dispositif paléogéographique d'ensemble antérieur aux charriages alpins. On a ainsi de l'Ouest vers l'Est, et de bas en haut : la Corse occidentale autochtone, débitée à l'Est en écailles parautochtones ; les domaines prépiémontais et piémontais externes à croûte continentale ; le domaine ligure à croûte océanique jurassique.

On sait que la Corse a tourné d'environ 30° dans le sens anti-horaire par rapport à l'Europe stable au début du Miocène, ce qui correspond à l'ouverture de la mer ligure (24-18 Ma). On doit tenir compte de cette rotation pour comparer les directions structurales anté-miocènes de Corse, des Alpes occidentales et de Provence.

Le rétablissement de la position anté-miocène du bloc corso-sarde permet également de le comparer aux Maures et de le replacer dans l'organisation d'ensemble de la chaîne varisque. L'île a ainsi enregistré, de façon ramassée, sur un territoire somme toute peu étendu, les principales étapes de l'évolution des deux chaînes de montagne importantes en Europe du Sud-Ouest : varisque et alpine. En raison de niveaux d'érosion différents, les marqueurs de cette succession d'épaississements et d'amincissements crustaux correspondent à des niveaux structuraux, les uns profonds (tectoniques symmétamorphiques, plutonismes), les autres superficiels (tectoniques synsédimentaires, volcanismes). Ceci explique la complexité géologique de la Corse, et plus particulièrement de la feuille Corte.



## Les témoins de socle anté-batholite

Au sein du panneau métamorphique de Belgodere, le complexe leptyno-amphibolique (Palagi *et al.*, 1985) dérive, comme dans les zones internes de la chaîne varisque, du métamorphisme d'une association volcanique bimodale acide et basique : il témoigne ici d'un stade d'extension crustale intracontinental paléozoïque. Les « roches brunes » de la bordure orientale du batholite peuvent, elles, représenter les témoins des bassins sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur à westphalien.

## La collision varisque

L'ensemble de Belgodere présente des reliques métamorphiques de haute pression rapportées à l'événement éovarisque et datées à Porto-Vecchio autour de 441 Ma (Rouire *et al.*, 1993). La structuration et l'évolution métamorphique polyphasée ultérieures (avec un stade anatectique) sont typiques d'un régime de collision : décompression isotherme, puis décroissance simultanée de P et de T. (Lardeaux *et al.*, 1994).

Cet épaissement crustal et le retour des unités profondes vers la surface se marquent également par la mise en place d'associations plutoniques successives qui constituent le batholite corso-sarde. Les granitoïdes de l'association calco-alkaline à caractère magnésio-potassique, qui affleurent en Corse occidentale, résultent d'une fusion crustale en conditions profondes (Rossi et Cocherie, 1991); leur mise en place s'est effectuée, pour leur partie orientale, en conditions syn-tectoniques sous des pressions de 5-6 kbar (Laporte, 1987), aux environs de 350 Ma (Rossi *et al.*, 1991). Le plutonisme calco-alkalin composite, le plus largement exprimé en Corse et en Sardaigne, se déroule au cours de deux événements majeurs :

- un ensemble de corps granodioritiques et monzogranitiques, résultant de la fusion en conditions hydratées d'une source continentale, et de roches basiques d'origine mantellique, mis en place en bandes NNW-SSE, postérieurement aux phases orogéniques majeures entre 310 et 300 Ma, dans des conditions de moyenne à faible profondeur ;
- des lames NE-SW de monzogranites leucocrates qui recoupent les structures précédentes, se sont mises en place ensuite, au Carbonifère supérieur-Permien autour de 290 Ma, à un niveau structural encore plus élevé, parfois en conditions subvolcaniques (Rossi *et al.*, 1991).

Dans la nappe de Santa-Lucia, la mise en place d'une intrusion mafique-ultramafique stratifiée, associée à un métamorphisme granulitique de basse pression (Libourel, 1985), a été daté vers 270 Ma (Menot *et al.*, 1992). L'évolution métamorphique du complexe paraît déjà refléter des processus extensifs liés à l'évolution tardi-varisque (Lardeaux *et al.*, 1994).

## L'amincissement crustal permo-jurassique

Le volcanisme calco-alcalin permo-carbonifère (série d'Asco—Calenzana en Corse occidentale; base de l'unité prépiémontaise de la Cima Pedani) pourrait être la conséquence d'une fusion dans la croûte continentale et dans le manteau supérieur, suite à la remontée des isogéothermes lors de la relaxation thermique post-varisque. Les complexes annulaires alcalins sont entaillés par l'érosion à différents niveaux : volcanique (complexe du Cinto) ou plutonique (complexe de Popolasca); ils se sont mis en place entre 180 et 245 Ma, à partir d'une source asthénosphérique (Bonin, 1980) ou crustale (Rossi et Cocherie, 1987), et résultent de la distension crustale tardi- à postorogénique.

Au Trias, au Lias et au Dogger, la sédimentation est de plus en plus complète, de l'autochtone au parautochtone et au Prépiémontais. Les faciès bréchiques fréquents y enregistrent l'écroulement d'escarpements de failles sous-marines (Durand-Delga, 1984). On y reconstitue une succession de panneaux basculés le long de failles listriques; cette paléomarge continentale européenne en distension était toutefois certainement beaucoup plus étroite (marge transformante?) que son homologue alpin *s.s.* en Briançonnais.

Cette distension aboutit à la formation de l'océan liguro-piémontais à la limite Dogger—Malm : âge U/Pb à 161 Ma sur zircons de plagiogranites de l'Inzecca (Ohnenstetter *et al.*, 1984); radiolarites callovo-oxfordiennes en Balagne (De Wever *et al.*, 1987). Les sédiments d'âge jurassique supérieur—crétacé inférieur se sont alors déposés sur un fond océanique accidenté : pillow lavas (séries du Monte Piano Maggiore, unité de Pineto). Certaines de ces séries (Santo-Pietro-di-Tenda) sont chargées en dolomies et en rhyolites détritiques, ce qui est interprété en termes de proximité d'un substratum continental (Caron et Delcey, 1979; Péquignot *et al.*, 1984).

## La tectonique éoalpine

Le premier événement de l'orogénèse alpine enregistré en Corse est constitué par le développement d'éclogites de basse température dans l'unité de Sant-Petrone—Caldane (Péquignot *et al.*, 1984; Péquignot et Potdevin, 1984; Caron et Péquignot, 1986). Ces éclogites subissent ensuite une recristallisation syntectonique qui n'est datée que par comparaison avec des glaucophanes de la même foliation sur la feuille Cervione (90 Ma par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : Maluski, 1977), et par ce que l'on admet pour le développement des éclogites dans les ophiolites piémontaises. Il s'agirait là de la trace de l'obduction éoalpine d'une partie de l'océan ligure sur la marge continentale corse.

## La collision alpine

La pile tectonique ainsi réalisée est affectée par une tectonique synschisteuse en conditions de métamorphisme schistes bleus. Ce début

de la collision serait postérieur au flysch sénonien de Tralonca, et antérieur au dépôt de l'Éocène selon E. Égal (1989).

La couverture éocène et son substratum composite sont ensuite redécoupés par des chevauchements fini- à post-éocènes, qui rendent compte pour l'essentiel de la structure d'ensemble de ce secteur de la chaîne alpine. Ces chevauchements permettent la remise en mouvements des unités océaniques préalablement obductées. Ils sont associés à une déformation pénétrative commune à l'autochtone (dont c'est la première tectonique synschisteuse) et aux nappes (déjà schistosées et métamorphisées); des conditions de métamorphisme HP-BT persistent dans les unités les plus profondes.

Ces chevauchements sont suivis (à l'Oligocène ?) par une déformation en raccourcissement horizontal (plis E-W et plis N-S), sans déplacement majeur des unités les unes par rapport aux autres, et en conditions rétro-morphiques : ces structures enregistrent sans doute la remontée fini- à post-collisionnelle du bâti alpin.

### **L'amincissement crustal tardi-alpin**

L'ouverture du bassin ligure et la rotation de la Corse ne sont pas clairement enregistrés sur la feuille Corte, ni en Corse alpine : l'essentiel du raccourcissement correspondant est absorbé dans l'Apennin. Au Miocène inférieur et moyen, une extension E-W combinée avec un raccourcissement vertical serait accommodée par une schistosité horizontale, ainsi que par des failles normales et par une inversion du chevauchement fini-éocène majeur, qui détermineraient la localisation des bassins miocènes de Francardo et Corte sur cette feuille (Caron et Égal, à paraître).

La surrection des reliefs de la Corse alpine et leur incision par des cours d'eau sont postérieures au Miocène moyen.

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### *HYDROGÉOLOGIE*

#### **Terrains alluvionnaires quaternaires**

La feuille Corte présente peu de terrains alluvionnaires, bien qu'elle soit traversée en grande partie par le plus grand fleuve de Corse (le Golo). Les formations alluvionnaires quaternaires rattachées à ce cours d'eau sont d'extension réduite.

Les alluvions récentes, constituées d'un matériel grésosableux perméable, les plus intéressantes d'un point de vue aquifère, se présentent toujours comme d'étroites bandes de part et d'autre des fleuves, et concernent souvent tout le lit mineur.

Les terrasses plus anciennes et souvent perchées sont aussi d'extension limitée, et très bien circonscrites au voisinage des cours d'eau. Elles ont peu d'intérêt hydrogéologique.

On rencontre des alluvions récentes aquifères de quelque importance, essentiellement dans la vallée du Golo, aux environs de Francardo, et dans son affluent l'Asco, près de Ponte-Leccia. Ces secteurs ont fait l'objet de reconnaissances hydrogéologiques. En règle générale, ces alluvions ont de bonnes caractéristiques hydrauliques mais de puissance faible. Leur épaisseur atteint 5 m environ à Francardo sur le puits inventorié sous le numéro national 1110-3-6, et 5,5 m le long de l'Asco au puits 1110-3-7.

Des prospections géophysiques n'ont pas permis de définir des secteurs de plus grande importance. Ces alluvions récentes produisent des débits faibles, de l'ordre de 10 m<sup>3</sup>/h, destinés à l'alimentation en eau potable des villages. Cette ressource vient compléter l'appoint des sources peu productives. Elle mérite des mesures de protection suivies, la mise en place de périmètres de protection efficaces et la conservation des qualités des cours d'eau. En effet, la nappe aquifère est toujours soutenue par les rivières. L'alimentation de ces dernières est effective, même si on note parfois des colmatages de berges. Ainsi, l'installation des stations d'épuration et autres activités suppose des études bien menées.

### **Socle magmatique et métamorphique**

La partie de la feuille approximativement à l'Ouest du méridien de Corte est constituée de granitoïdes, de « roches brunes » et de gneiss. C'est le domaine de la haute montagne, avec quelques points de peuplement. Ainsi, nous notons : Calacuccia et les villages environnants autour du barrage de Calacuccia dans la partie sud-ouest, et l'agglomération d'Asco dans la partie nord-ouest.

Au point de vue climatique, on peut noter l'abondance des précipitations, plus de 800 mm en général et, sur les sommets qui dépassent 2000 m, de plus de 2 m. De plus, le manteau neigeux est souvent abondant en hiver. Les conditions sont réunies pour avoir de bonnes sources pérennes, relativement abondantes, qui contribuent à l'alimentation des villages de montagne.

Les granitoïdes peuvent se comporter comme des aquifères de fissures, en fonction de leur altération, fissuration et morphologie. Les travaux du barrage de Calacuccia ont permis de constater la présence d'eau dans ces formations. Toutefois, dans cette partie de la feuille, il n'existe pas de recherches d'eau par forage, du moins déclarées et ayant fait l'objet d'un inventaire.

## Couverture sédimentaire et métamorphique

L'ensemble de ces formations se situe à l'Est du méridien de Corte et elle est très complexe dans le détail (écaillés). Les circulations d'eaux souterraines se font, là aussi, selon les faciès, grâce au développement de l'altération superficielle ou par le jeu d'un réseau de failles ou de diaclases dans le sein de la roche.

Il n'existe pas d'inventaire systématique des émergences. Toutefois, on peut noter la présence de sources relativement abondantes dans la région de Pie-d'Orezza, dans le secteur de Bocca al Prato. Ces sources sont liées à la présence de bancs calcaires au sein des schistes lustrés, qui peuvent développer plus aisément des fissures ou des figures de karstification. L'ensemble de ces formations se développe essentiellement entre Bisinchi au Nord et Alzi au Sud. Les vestiges d'une ancienne karstification sont marqués par quelques grottes inventoriées, de faible extension.

Une recherche d'eau souterraine dans le secteur est rendue difficile par une tectonique compliquée, surtout dans la zone de Corte (dépression centrale). Seule une approche géologique fine de terrain et photogéologique (structurale) permettrait de définir au mieux les zones d'implantation *a priori* plus favorables que d'autres. Il n'existe pas de forages recensés qui permettraient de constater ponctuellement le comportement aquifère de ces formations.

Au point de vue **qualité**, les eaux des formations alluviales, compte tenu de la faible extension de l'aquifère et des relations avec les cours d'eau, sont sensiblement de même qualité que celles des formations du substratum, qu'il s'agisse de granites ou de roches métamorphiques.

Les eaux sont, en général, de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Les pollutions ne sauraient être que temporaires et elles sont souvent dues au mauvais état du captage ou de l'environnement immédiat.

Au point de vue **recherche**, depuis quelques années des moyens d'investigation complémentaires permettent (dans le cas d'une prospection générale, à l'échelle de la commune, par exemple) une approche plus précise et des résultats statistiquement meilleurs. C'est ainsi qu'à l'étude structurale par photo-interprétation est venue s'ajouter l'investigation géophysique magnétique ainsi que la prospection de gaz radon. La concertation de ces trois méthodes conduit le plus souvent à de meilleurs succès.

## RESSOURCES MINÉRALES

### Anciennes exploitations minières

La mine d'Orzella (n° national d'inventaire : 110-4-4001) située sur la commune de Castineta, au lieu-dit Casaluna-Orzella (x = 569800,

y = 237770 ; z = 390), a exploité une minéralisation en Cu encaissant dans les gabbros, elle a donné lieu à des travaux importants réalisés entre 1896 et 1909. La production a été de 840 t de minerai à 4 %.

La mine de Focichia-Erbajolo, située sur la commune de Focichia au lieu-dit Ferralacce (x = 574000 ; y = 220550 ; z = 600) a exploité une minéralisation en Cu dans les ophiolites. Les travaux ont été effectués de 1887 à 1942 et ont fourni quelques centaines de tonnes de pyrite.

La mine de Scata, située sur la commune de Scata (x = 581100 ; y = 238150 ; z = 540) a exploré une minéralisation en pyrite dans les ophiolites. Les recherches qui se sont déroulées de 1899 à 1905 n'ont donné lieu à aucune production.

La mine de Rusio-Erone (110-7-4002), située au Nord-Ouest du village, au lieu-dit Rusio-Erone (x = 569000 ; y = 230000 ; z = 600), a recherché une minéralisation en Cu dans les serpentines. Des travaux effectués entre 1899 et 1907, il ne subsiste à Rusio que quelques tranchées et travers-bancs, et à Erone les restes d'une galerie d'exploration.

Mine de San-Quilico (1110-6-4002), sur la commune de Soveria au lieu-dit Erba-Mora (x = 562500 ; y = 228000 ; z = 560), a exploité une minéralisation en Cu encaissant dans les serpentinites et les gabbros. Les travaux effectués entre 1858 et 1909 ont fourni 1 800 t de minerai dont 250 t à 5 %.

Les mines de Ponte-Leccia (1110-3-4002), situées à l'Ouest et au Nord-Ouest du village, sur le flanc oriental des collines en rive gauche du Golo (x = 563500 ; y = 242400 ; z = 195) ont exploité une minéralisation en Cu encaissant dans les serpentinites. Les travaux, intermittents entre 1861 et 1905, ont donné lieu à une production d'environ 500 t de minerai à des teneurs de 18 à 24 %.

## **Carrières**

Ancienne mine de Pietralbello (carrière dans le Trias supérieur, à l'Ouest de Ponte-Leccia).

Ancienne carrière de Popolasca (calcaires massifs du Malm).

Carrière (en activité en 1992) de Caporalino (calcaires massifs du Malm).

Ancienne carrière de marnes de Taverna, au SSW de Ponte-Leccia (base du Miocène), utilisée autrefois pour alimenter la briqueterie de Francardo, aujourd'hui abandonnée.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires, dans le **guide géologique régional: Corse** (Durand-Delga *et al.*, 1978, Paris: Masson édit.); *itinéraires 4 et 12*.

### BIBLIOGRAPHIE

ALESSANDRI J.A., MAGNÉ J., PILOT M.D., SAMUEL E. (1977) — Le Miocène de la région de Corte-Francardo. *Bull. Soc. sci. hist. et nat. Corse*, 622, p. 51-54.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1975). L'unité de Corte: un témoin de «Piémontais externe» en Corse? *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVII, p. 739-745.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1976) — Les unités de la zone des écaïlles entre Venaco et Ponte-Leccia. 4<sup>e</sup> Réunion. ann. sci. Terre, Paris, p. 8.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) — Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse État, univ. P. et M. Curie (Paris), 273 p.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., BLONDEAU A., JAUZEIN A. (1974) — Les conglomérats de la vallée de la Restonica (région de Corte, Corse): un nouveau témoin de la transgression d'âge éocène inférieur. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 57-58.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., BONIN B., CARON J.M., CONCHON O., ROSSI P. (1985) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Venaco (1114). Orléans: BRGM. Notice explicative par S. Amaudric du Chaffaut *et al.* (1985), 41 p.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CAMPREDON R. (1976) — Réunion extraordinaire en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 1153-1230.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R., LEMOINE M. (1972) — Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse: la série de l'Inzecca. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, sér. D, p. 2611-2614.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., KIÉNAST J.R., SALIOT P. (1976) — Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 1179-1182.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., LEMOINE M. (1974) — Découverte d'une série jurassico-crétacée d'affinités briançonnaises transgressive sur la marge interne de la Corse granitique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, sér. D, p. 1317-1320.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., SALIOT P. (1979) — La région de Corte: secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXI, p. 149-154.

AUTRAN A. (1964) — Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses minérales associées dans les Schistes lustrés de Sant'Andrea-di-Cotone. *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, 87, p. XLIII-XLIV.

BARBOT J. (1983) — Le nickel dans les olivines et les spinelles des roches basiques et ultrabasiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Bretagne occidentale (Brest), 225 p.

BAYER M. (1977) — Étude gravimétrique de la Corse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.

BEAUVAIS L., RIEUF M. (1981) — Découverte de Madréporaires oxfordiens dans les calcaires de Caporalino (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXIII, p. 353-359.

BECCALUVA L., CHIESA S., DELALOYE M. (1981) — K/Ar determinations on some ophiolites. *Rendiconti Soc. It. Miner. Petrolog.*, 37 (2), p. 869-880.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) — The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, p. 11-31.

BÉZERT P. (1990) — Les unités alpines à la marge du massif cristallin corse: nouvelles données structurales, métamorphiques et cinématiques. Thèse doctorat univ. sci. et techn. Languedoc (Montpellier), doc. C.G.C. n° 28, 369 p.

BÉZERT P., CABY R. (1989) — La déformation progressive de l'Éocène de la région de Corte: nouvelles données pétrostructurales et conséquences pour la tectogenèse alpine en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, p. 95-101.

BONIN B. (1980) — Les complexes acides alcalins anorogéniques: l'exemple de la Corse. Thèse État, univ. P. et M. Curie (Paris), 756 p.

BRONDIJK J.F. (1954) — Géologie de la région de Ponte-Leccia (Corse). Thèse, Amsterdam, 106 p.



BROUWER H.A. (1960-62) — Remarques sur la tectonique alpine de la Corse (Livre mém. prof. Paul Fallot). Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr., t. 2, p. 275-287.

BROUWER H.A., EGELER C.G. (1952) — The glaucophane facies metamorphism in the « Schistes lustrés » nappe of Corsica. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 48, n° 3, p. 1-71.

BURRUS J. (1984) — Contribution à une synthèse géodynamique du bassin provençal à l'aide de données sismiques (réflexion et réfraction) et magnétiques. 27th intern. geol. congress, Moscou.

CARON J.M. (1977) — Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes méridionales et en Corse orientale. Thèse État, Strasbourg. *Sci. géol.*, mém. n° 48, 333 p.

CARON J.M., BONIN B. (1980) — Géologie de la Corse. 26<sup>e</sup> congr. géol. intern., Paris, G18, p. 80-96.

CARON J.M., BONIN B., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DELCEY R. (1980) — Corse: grandes unités structurales. *Géol. alpine*, t. 56, p. 149-168.

CARON J.M., DELCEY R. (1979) — Lithostratigraphie des Schistes lustrés corses: diversité des séries post-ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, p. 1525-1528.

CARON J.M., DELCEY R., SCIUS H., EISSEN J.P., FRAIPONT P. (de), MAWHIN B., REUBER I. (1979) — Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés corses. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 288, p. 1363-1366.

CARON J.M., ÉGAL E. (à paraître) — Miocene extension and ductile deformation in Alpine Corsica. *Tectonics*.

CARON J.M., KIÉNAST J.R., TRIBOULET C. (1981) — High-pressure Low-temperature metamorphism and polyphase Alpine deformation at Sant'Andrea di Cotone (Eastern Corsica, France). *Tectonophysics*, 78, p. 419-451.

CARON J.M., LOÏE-PILOT M.D., CONCHON O., SCIUS H. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Pietra-di-Verde. Orléans: BRGM. Notice explicative par J.M. Caron, M.D. LoÏe-Pilot et coll. (1990), 51 p.

CARON J.M., PÉQUIGNOT G. (1986) — The transition between blue-schists and lawsonite-bearing eclogites on the example of corsican metabasalts. *Lithos*, 19, p. 205-218.

CARON J.M., POTDEVIN J.L., SICARD E. (1987) — Solution-deposition processes and mass transfer in the deformation of a minor fold. *Tectonophysics*, 135, p. 77-86.

COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) — Single zircon dating by step-wise evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica (France). *Chemical Geology* (isotope geosci. sect.), 101, p. 131-141.

COCHERIE A., ROSSI P., FOUILLAC A.M., VIDAL P. (1994) — Crust and mantle contribution to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chemical Geology* (isotope geosci. sect.), 115, p. 173-211.

CONCHON O. (1975) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse État, univ. P. et M. Curie (Paris), 2 vol., 758 p.

CONCHON O. (1976) — Formations quaternaires glaciaires, fluviales et colluviales en Corse orientale : sédimentologie, stratigraphie et tectonique. *Géol. médit.*, t. III, p. 161-172.

CONCHON O. (1985) — Terrains quaternaires. In S. Amaudric du Chaffaut *et al.* : notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Venaco (1114). Orléans : BRGM, p. 23-25.

CONCHON O. (1986a) — Corrélations entre les formations glaciaires, fluviales et marines de Corse et les sédiments sous-marins de Méditerranée occidentale au Pléistocène supérieur. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 27, 2, p. 85-93.

CONCHON O. (1986b) — Terrains quaternaires. In P. Rossi *et al.* : notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ajaccio (1120). Orléans : BRGM, p. 27-33.

COUNAS D. (1986) — Les unités alpines — autochtones et allochtones — à l'Ouest de Ghisonaccia (Corse sud-orientale). Thèse doct. univ. Toulouse, 200 p.

COUTURIÉ J.P. (1964) — Étude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 69 p.

DALLAN L., NARDI R. (1984) — Ipotesi sulla evoluzione dei domini «liguri» della Corsica nell'quadro della paleogeografia e della paleotettonica delle unità alpine. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, p. 515-527.

DAL PIAZ G.V., ZIRPOLI G. (1979) — Occurrence of eclogite relics in the ophiolite nappe from Marine d'Albo, Northern Corsica. *N. Jb. Miner.Mh.*, 3, p. 118-122.

DE BOOY T. (1954) — Géologie de la région de Francardo (Corse). Thèse, Amsterdam, 104 p.

DE BOOY T. (1957) — Nouvelles observations sur la série sédimentaire de la zone de Caporalino-Sant'Angelo au SE de Francardo. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, ser. B, 60, p. 957-966.

DE WEVER P., DANIELAN T., DURAND-DELGA M., CORDEY F., KITO N. (1987) — Datation des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des Radiolaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 893-900.

DECANDIA F.A., ELTER P. (1969). Riflessioni sul problema dell' ofioliti nell' Appennino settentrionale (Nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, Mem. A 76, p. 1-9.

DELCEY R. (1974) — Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des schistes lustrés de la Corse nord-orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, p. 1693-1696.

DELCEY R., LIMASSET J.C., ROUTHIER P. (1964) — Les bassins sédimentaires du Nord de la Corse: essai de synthèse stratigraphique et aperçu tectonique des schistes lustrés de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VI, p. 322-333.

DELCEY R., MEUNIER A. (1966). Le massif du Tenda (Corse) et ses bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278 (65), p. 237-251.

DENIZOT G. (1939) — Sur la stratigraphie et la tectonique de Ponte-Leccia et de Francardo (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 199.

DENIZOT G. (1942) — Nouvelles observations sur les environs de Ponte-Leccia (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 146.

DENIZOT G. (1958) — La structure géologique de la Corse. Études corses. *Soc. sci. hist. et nat. Corse*, 78, n.sér. (19-20), p. 5-94.

DEPRAT J. (1904-1905) — Feuille d'Ajaccio. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C.R. des collab. Carte 1905, bull. 110, p. 185-186.

DEPRAT J. (1906) — Les éruptions carbonifères et permienes de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), VI, p. 66-74.

DEPRAT J. (1907) — Étude des roches éruptives carbonifères et permienes du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVIII, n° 117.

DEPRAT J. (1907) — Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, XVIII, n° 119.

DEPRAT J. (1908) — Sur la persistance à travers toute la Corse d'une zone de contacts anormaux entre la région occidentale et la région orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 147, p. 652.

DI STEFANI (1892-93) — Terreni cristallini paleocicci della Corsica. *Atti Reale Ac. Licei*, t. 1, 2° sem., p. 394-398.

DIEULAFAIT L., HOLLANDE D. (1875). — Existence et développement de la zone à *Avicula contorta* dans l'île de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2, p. 506.

DURAND-DELGA M. (1972, éd. 1975) — Impressions sur l'édifice alpin de Corse. Ouvrage en homm. prof. D. Andrusov. *Slovak Acad. Sci.*, Bratislava, p. 203-229.

DURAND-DELGA M. et coll. (1978) — Corse. Guides géol. rég., Paris : Masson édit., 208 p.

DURAND-DELGA M. (1984) — Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28 (1987), p. 285-329.

DURAND-DELGA M., PEYBERNÈS B. (1986) — Reconstitution d'une succession mésozoïque de type sardo-provençal en Corse méridionale par l'étude des galets des conglomérats tertiaires de la région de Porto-Vecchio. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 303, n° 9, p. 843-850.

DURAND-DELGA M., RIEUF M. VANOSSI M. (1981) — Considérations sur la marge continentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Briançonnais interne et Prépiémontais). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 292, p. 83-90.

DURAND-DELGA M., ROSSI P. (1991) — La Corse. *In* A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sci. géol.*, Strasbourg, t. 44, fasc. 3-4, p. 311-336.

EDEL J.B., MONTIGNY R., THUIZAT R. (1981) — Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from palaeomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, p. 201-223.

ÉGAL E. (1989) — Tectonique de l'Éocène en Corse. Thèse doct. univ. Lyon 1, 133 p.

ÉGAL E. (1989) — Tectonique polyphasée dans l'Éocène autochtone à la bordure ouest de la nappe de Balagne (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, 2, p. 315-321.

ÉGAL E., CARON J.M. (1989). Structure de l'Éocène autochtone en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, p. 1431-1436.

EGELER C.G. (1956) — The alpine metamorphism in Corsica. *Geol. en Mijnb.*, p. 115-118.

FERRANDINI J., LOÏE-PILOT M.D. (1992) — Tectonique en distension et décrochement au Burdigalien—Tortonien en Corse : l'exemple du bassin de Francardo—Ponte-Leccia (Corse centrale). *Géologie alpine*, sér. spéc. « Résumés de colloques », n° 1, p. 31.

FRANCONI A. (1967) — Étude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte-Leccia et Sermano. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 175 p.

FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.P., ORSINI J.B. (1986) — Mise en évidence d'un magmatisme filonien original d'âge permien inférieur en Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, p. 1105-1110.

GELMINI R., MANTOVANI M.P. (1982) — La sucessione triassica di col di Serna (Corsica settentrionale). *Riv. Ital. Paleont.*, 88, p. 11-20.

GRELOU-ORSINI C. (1972) — Le rebord oriental du massif ancien de la Corse entre Ponte-Leccia et Venaco. *Méditerranée*, t. 10, n° 2, p. 45-48.

GUIEU G., LOÏE-PILOT M.D., MATHÉLY J.N., BERCOVICI C., GAVIGLIO P. (1994) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Cervione (1111). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Guieu *et al.* (1994), 50 p.

GUIEU G., ROUIRE J., DURAND-DELGA M. (1982) — La Corse alpine: les Schistes lustrés et leur socle. Le problème de l'obduction. In: « Programme Géologie profonde de la France », colloque national Paris (1982). Orléans : BRGM, p. 452-455.

GUIEU G., ROUSSEL J. (1988) — Le bassin liguro-provençal (Méditerranée nord-occidentale) et ses relations avec les plissements provençaux et languedociens : arguments en faveur d'un bombement précédant le rifting oligocène. *Géol. méditerranéenne*, XV, n° 2, p. 123-141.

HOLLANDE D. (1917) — Géologie de la Corse. *Bull. Soc. sci. hist. et nat. Corse*, 466, p. 373-384.

JODOT P. (1933) — Les calcaires des lambeaux e3 de la Cima al Tompio (F. 263 : Corte NW) et e2-1 de la gare de Ponte-Leccia (F. 261 : Bastia SW). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), III, p. 798.

KOBER L. (1928) — Beiträge sur Geologie von Korsika. *Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, bd 137, abt. I, p. 481.

LACAZEDIEU A. (1974) — Contribution à l'étude géologique de la partie nord-est de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 124 p.

LACHARPAGNE J.C. (1970) — La série ophiolitique, les schistes lustrés, et le métamorphisme à glaucophane dans la vallée d'Alesani (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 129 p.

LAHONDÈRE D. (1988) — Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n<sup>o</sup> 4, p. 579-585.

LAPORTE D. (1987) — Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'Île-Rousse, Corse du Nord-Ouest. Thèse doct. univ. Saint-Étienne, 422 p.

LAPORTE D., ORSINI J.B., FERNANDEZ A. (1991) — Le complexe d'Île-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques. *Géol. de la France*, 4, p. 15-30.

LARDEAUX J.M., MENOT R.P., ORSINI J.B., ROSSI P., LIBOUREL G., NAUD D. (1994) — Corsica and Sardinia in the Variscan chain. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 467-479.

LENCK P.P. (1970) — Étude géologique des terrains métamorphiques de la Bravone (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 92 p.

LESQUER A. (1974) — Étude gravimétrique de la partie nord de la Corse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 76 p.

LIBOUREL G. (1985) — Le complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio, Corse ; ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques ; un équivalent possible de la zone d'Ivrée. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 405 p.

LIMASSET J.C. (1958) — Géologie de la région de Francardo. Contribution à l'étude des minéralisations cuprifères corses. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 37 p.

LLUCH D. (1989) — Les unités à matériel sédimentaire supra-schistes lustrés de Saint-Florent et Macinaggio. Thèse doct. univ. Toulouse, 204 p.

LLUCH D., MAGNÉ J., BAUDELLOT S. (1987) — Les séries carbonatées du Trias et du Lias prépiémontais de Corse. Présence d'une microfaune (foraminifères) et d'une microflore rhétiennes dans l'allochtonne de Saint-Florent. *Géobios*, n° 20, fasc. 6, p. 775-787.

LOÏE-PILOT M.D. (1990) — Néogène. In J.M. Caron, M.D. Loïe-Pilot et coll. : notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pietra-di-Verde (1115). Orléans : BRGM, p. 10-14.

MAGNÉ J., DURAND-DELGA M. (1983). Mise au point sur le Sénonien de Corse. *Géol. méditerranéenne*, 10, p. 403-410.

MALUSKI H. (1977) — Application de la méthode  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse État, Montpellier, 113 p.

MALUSKI H., MATTAUER M., MATTE P. (1973) — Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 703-712.

MÄRZ K. (1973) — Eine Seriengliederung der Schistes lustrés Korsikas im Bereich von Morosaglia zwischen Bocca a Serna und Col de Prato. Unveröff. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochsch. München.

MATHÉLY J.N. (1979) — Contribution à la connaissance géologique de la Corse. Cartographie d'une région de la zone des Schistes lustrés : la Castagniccia. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Aix-Marseille I, 104 p.

MATTAUER M., FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) — Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, 3, 4, p. 401-409.

MATTAUER M., PROUST F. (1975) — Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, p. 1681-1685.

MATTAUER M., PROUST F. (1976) — Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVIII, p. 1177-1178.

MATTAUER M., PROUST F. (1976). La Corse alpine, un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 282, p. 1249-1252.

MAURY E. (1901) — Sur un nouveau gisement de terrain miocène à l'intérieur de la Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 133, p. 1260-1262.

MAURY E. (1908) — Notice explicative de la feuille de Bastia au 80 000<sup>e</sup>, n° 261. Paris : Serv. Carte géol. France.

MAURY E. (1910) — Note préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique de la Corse orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), X, p. 272-288.

MAURY E. (1910) — Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 21, n° 128, p. 213.

MAURY E. (1912) — Feuilles de Bastelica et de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 22, n° 133, p. 209.

MAURY E. (1924) — Notice de la feuille Corte au 1/80 000<sup>e</sup>. Paris : Serv. Carte géol. France.

MAURY E. (1930) — Excursion en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), XXX, p. 133.

MENOT R.P., POITRASSON F., COTTIN J.Y., DUTHOU J.L., ORSINI J.B., PAQUETTE J.L., PIN C., PLATEVOËT B. (1992) — Marqueurs magmatiques des intercycles orogéniques : la transition permo-carbonifère en Corse. Colloque « Dynamique et bilans de la Terre », Toulon, INSU-CNRS, résumé.

NENTIEN E. (1897) — Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris: Impr. nat., 244 p.

NICOLAS A., JACKSON E.D. (1972) — Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant de Méditerranée : implications géotectoniques. *Swiss Min. Petrogr. Bull.*, 52, p. 479-495.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) — Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy, 417 p.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976) — Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 889-894.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1978) — L'ensemble effusif et hypabyssal des ophiolites corses. *Sci. de la Terre*, 22, p. 201-242.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., DURAND-DELGA M., RODRIGUEZ G. (1987) — Signification des tholéiites continentales du Dogger prépiémontais de Corse lors de la formation de l'océan liguro-piémontais. Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM, RS2151, p. 89-90.



OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1976) — Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 115-134.

OHNENSTETTER M. (1979) — La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 289, p. 1199-1202.

OHNENSTETTER M. (1982) — Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse État, Nancy I, 590 p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., ROCCI G. (1975) — Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 280, p. 395-398.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE S, HERMITE D., MACE P. (1984) — Crystallization and age of zircon from corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 54, p. 397-408.

OLLÉ J.J. (1981) — Étude géologique des unités de la dépression centrale corse entre Asco et Golo. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 209 p.

ORSINI J.B. (1976) — Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1203-1206.

ORSINI J.B. (1980). Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble), sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse État, univ. Aix-Marseille III, 370 p.

ORSINI J.B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Calvi (1105). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.B. Orsini et coll. (1990), 57 p.

ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.D. (1976) — Les grands traits du Néogène de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 1183-1187.

PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MENOT R.P., ORSINI J.B. (1985) — Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodere » (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, p. 1047-1052.

PARENT H. (1930) — Observations sur l'origine des nappes corses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 133.

PARENT H. (1930) — Affleurements permien en bordure de la région granitique corse. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 73.

PARENT H. (1930) — Phénomènes d'étirement dans le Trias et Lias de Corte. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 93.

PÉQUIGNOT G., LARDEAUX J.M., CARON J.M. (1984). Recristallisation d'éclogites de basse température dans des metabasaltes corses. *C.R. Acad. Sci, Paris*, 299, p. 871-874.

PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J.L. (1984) — Métamorphisme et tectonique dans les Schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Claude-Bernard (Lyon), 3 vol., 245 p.

PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J.L., CARON J.M., OHNENSTETTER M. (1984) — Détritisme ophiolitique dans les Schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piémontais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXVI, p. 913-920.

PEYBERNÈS B., DURAND-DELGA M., LLUCH D. (1989) — Considérations sur le Trias de Corse à propos de la découverte d'une association ladino?-carnienne de foraminifères benthiques dans l'autochtone de Balagne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 308, sér. II, p. 1005-1010.

PILGER A. (1939) — Der Alpine Deckenbau Korsikas und Granitintrusionen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Ph.Kl.*, 3 (19).

POTDEVIN J.L., CARON J.M. (1986) — Transfert de matière et déformation symmétamorphique d'un pli mineur. I. Structures et bilan de matière. *Bull. minéral.*, 109, p. 395-410.

PRÖSL K.H. (1973) — Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet der Cima Pedani und den angrenzenden Schistes lustrés (Korsika). Unveröff. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochsch. München.

QUIN J.P. (1969) — Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. Thèse, Marseille, 540 p.

REILLE M. (1975) — Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse. Thèse État, Marseille, 189 p.

RIEUF M. (1980) — Étude stratigraphique et structurale des unités au Nord-Est de Corte (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 234 p.

RITSEMA L. (1952) — Géologie de la région de Corte (Corse). Thèse, Amsterdam, 110 p.

ROCK N.M.S. (1987) — The nature and origin of lamprophyres: an overview. In J.G. Fitton and B.J.G. Upton (eds): « Alkaline Igneous Rocks ». *Geol. Soc.*, London, Spec. Publ. 30, p. 191-226.

RODRIGUEZ G. (1981). Étude géologique de l'unité de la Cima Pedani, Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 169 p.

RONDEAU A. (1961) — Recherches géomorphologiques en Corse. Thèse État, Paris.

ROSSI P. (1986) — Organisation et genèse d'une grande batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse État, univ. Paul-Sabatier (Toulouse). Doc. BRGM, n° 107, 292 p.

ROSSI P., CALVEZ J.Y., COCHERIE A. (1988) — Âge varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale: conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, sér. II, p. 1541-1547.

ROSSI P., COCHERIE A. (1987) — Comportement des éléments en trace dans les granites lors de la transition calco-alcalin/alcalin dans le batholite permo-carbonifère de Corse. Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM, p. 90-91.

ROSSI P., COCHERIE A. (1991) — Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinian batholith. *Tectonophysics*, 195, p. 319-346.

ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) — Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphano-permien de Corse, témoins des phénomènes d'amin-cissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.

ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1991) — Mise en évidence de deux séries sédimentaires d'âge carbonifère en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, sér. II, p. 443-450.

ROSSI P., DURAND DELGA M., COCHERIE A. (1993) — Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur-permien inférieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. II, p. 1779-1788.

ROSSI P., LAHONDÈRE J.C., LLUCH D., LOÏE-PILOT M.D., JACQUET M. (1994) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Florent (1103). Orléans: BRGM. Notice explicative par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.D. LoÏe-Pilot et coll. (1994), 93 p.

ROSSI P., ROUIRE J. et coll (1980) — Notice explicative de la feuille Corse à 1/250 000. Orléans: BRGM, 69 p.

ROUIRE J., ROSSI P., BOURGES F., LIBOUREL G., DOMINICI R. (1993) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Porto-Vecchio (1124). Orléans : BRGM, 61 p., Carte géologique par J. Rouire, F. Bourges, P. Rossi, G. Libourel (1993).

ROUTHIER P. (1942) — Sur la constitution lithologique de la zone de Corte. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), XII, p. 141.

ROUTHIER P. (1942) — Sur la structure de la zone de Corte. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 215, p. 117-119.

ROUTHIER P. (1942) — Remarques à propos d'une communication de M. Denizot sur les environs de Ponte-Leccia (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 189.

ROUTHIER P. (1943) — Observations sur la feuille de Corte au 1/80 000<sup>e</sup>. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 44, n° 212, p. 315.

SAUVAGE-ROSENBERG M. (1977) — Tectonique et microtectonique des schistes lustrés et ophiolites de la vallée du Golo (Corse alpine). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 83 p.

SAVORNIN E. (1901) — Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 12, n° 80, p. 96.

SAVORNIN E. (1902) — Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 12, n° 85, p. 180.

SAVORNIN E. (1906) — Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 16, n° 110, p. 192.

SCHNEEGANS D. (1933) — Sur la position tectonique de l'écaille de la Cima Pedani à l'Ouest de Morosaglia (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), III, p. 765-766.

SCIUS H. (1981) — La carte au 50 000<sup>e</sup> de Pietra-di-Verde. Étude géologique régionale dans les Schistes lustrés corses. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Strasbourg, 124 p.

SEDAN O. (1983) — Étude cartographique et structurale d'un secteur de la Corse alpine. La zone occidentale de la nappe des schistes lustrés (canton de Morosaglia). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Provence (Aix-Marseille 1), 104 p.

SEIDL G. (1979) — Geologie und geodynamische Entwicklung der Schistes lustrés-Zone und des Randbereichs der west-korsischen Alt-kristallins (N.E. Korsika). Dr. Ter. Nat., Inst. f. Geol. u. Miner. Techn. Univ., München, 112 p.

SICARD-LOCHON E. (1987) — La lawsonite et ses pseudomorphoses. Relations entre minéraux et fluides dans les roches métamorphiques de haute pression et basse température (Alpes occidentales et Corse). Thèse doct. univ. Lyon, 182 p.

SICARD E., CARON J.M., POTDEVIN J.L., DECHOMETS R. (1986) — Transfert de matière et déformation synmétamorphique d'un pli mineur. II. Pseudomorphoses de lawsonite et caractérisation des fluides interstitiels. *Bull. minéral.*, 109, p. 411-422.

SICARD E., POTDEVIN J.L., CARON J.M. (1984) — Coexistence de lawsonite et de pseudomorphoses à pyrophyllite et kaolinite dans les Schistes lustrés corses. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 298, p. 453-458.

SIMI P. (1980) — Précis de géographie humaine, économique et régionale de la Corse. *Soc. sci. hist. et nat. Corse*, n° 11.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1933). Réunion extraordinaire en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), III, p. 727-807.

STAUB R. (1928) — Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. *Viertel Jahr. Nat. Ges. Zürich*, 73, p. 298-348.

TEICHMÜLLER R. SELZER G. (1931) — Das Paläozoikum von Toskana und Korsika. *Beitr. Geol. West. Med. Geb.*, n° 7.

TERMIER P., DEPRAT J. (1908) — Le granite alcalin des nappes de la Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 147, p. 206.

TERMIER P. MAURY E. (1908) — Sur les nappes de la Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 146. p. 1426.

TERMIER P., MAURY E. (1928) — Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 186, p. 1077, 1168, 1247, 1324.

TÖRNQUIST A. (1905) — Die Entwicklung der Trias auf Corsica. *Neues Jahrb. Min. Beil.*, Bd XX, p. 466.

VARENKAMP H. (1957) — Géologie et pétrologie de la région du Tenda central (Corse). Thèse, Amsterdam, 112 p.

VELLUTINI P. (1977) — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Son extension en Méditerranée occidentale. Thèse État, Aix-Marseille III, 332 p.

VIEUXBLÉ I. (1974) — Geologische Spezialuntersuchungen am Westrand der Schistes lustrés-Zone in der Umgebung von Ponte-Leccia (Korsika). Unveröff. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochsch. München.

WARBURTON J. (1983) — The tectonic setting and emplacement of ophiolites. A comparative study of Corsica and the Western Alps. Ph. D. Thesis, Univ. Wales, 443 p.

ZACHER W. (1979) — The geological evolution of Corsica. *Geol. en Mijnb.*, 58, (2), p. 135-138.

### **Cartes géologiques consultées**

Carte à 1/80 000, feuille *Bastia* (1908), par E. Maury.

Carte à 1/80 000, feuille *Corte* (1924), par F. Grandjean, E. Maury.

Carte à 1/50 000, feuille *Venaco* (1985), par S. Amaudric du Chaffaut, B. Bonin, J.M. Caron, O. Conchon, P. Rossi.

Carte à 1/250 000, feuille *Corse* (1980), par P. Rossi, J. Rouire et coll.

Cartes accompagnant les thèses de J.F. Brondijk (1954), T. De Booy (1954), L. Ritsema (1952), J.J. Ollé (1981), G. Rodriguez (1981), M. Rieuf (1980).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. Méloux.

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Corse, immeuble Agostini, Z.I. de Furiani, 20600 Bastia, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

M. DURAND-DELGA : aperçu géographique et géologique, historique des travaux, conditions d'établissement de la carte, description des terrains de la couverture autochtone-parautochtone et des nappes (sauf schistes lustrés), données paléogéographiques et structures de la « zone de Corte », stades tectoniques intéressant le Miocène.

P. ROSSI : description des terrains magmatiques et métamorphiques.

J.M. CARON : schistes lustrés (description des terrains, structure d'ensemble, interprétation structurale), histoire géologique.

G. GUIEU : schistes lustrés (description des terrains, structure d'ensemble, évolution post-métamorphique).

O. CONCHON : description des terrains quaternaires.

G. LIBOUREL : description des terrains du socle de la nappe de Santa-Lucia.

M.D. LOÏE-PILOT, J. FERRANDINI : description des terrains néogènes.

D. OHNENSTETTER, M. OHNENSTETTER : description pétrographique des terrains du complexe ophiolitique des schistes lustrés.

J. ROUIRE : aperçu géographique et géologique.

R. DOMINICI : hydrogéologie.

Coordination : P. ROSSI.

Présentation au CCGF : 23 juin 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 10 juin 1992.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : décembre 1994.





Fig. 11 - COUPES STRUCTURALES (Durand-Delga, inédit)

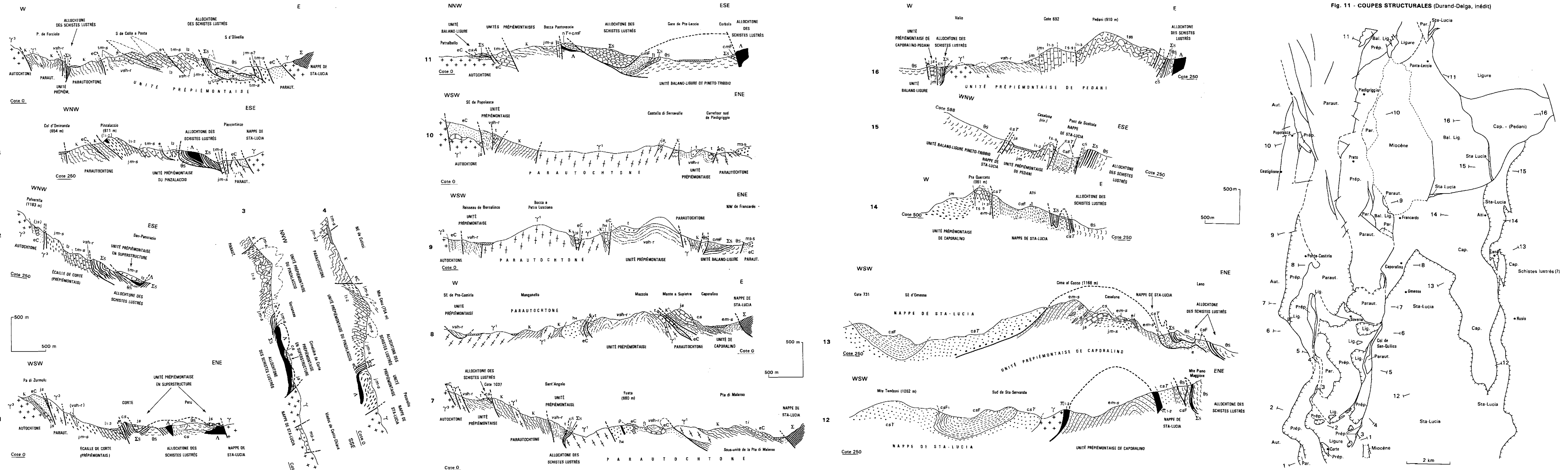


Fig. 12 - Coupes séries dans les schistes lustrés du SE de la feuille Corte  
(Péquignot et Potdevin, 1984)

